

平成 26 年度

修 士 論 文

気仙沼舞根湾における
水質・流動の震災前後変化に関する研究

首都大学東京大学院 都市環境科学研究科

都市基盤環境学域 水工学研究室

長 坂 翔 子

指導教授 准教授 横山勝英

目次

第1章 序論

1-1 研究背景	1
1-2 既往の研究	
1-2-1 内湾の水質に関する研究	2
1-2-2 内湾の流動に関する研究	3
1-2-3 津波後の気仙沼湾における調査, 研究	4
1-3 論文構成	5

第2章 研究方法

2-1 研究領域	
2-1-1 研究対象地	6
2-1-2 被災状況	9
2-2 現地観測	
2-2-1 水質観測	11
2-2-2 流速観測	16
2-3 水質分析	
2-3-1 栄養塩分析方法	19
2-3-2 クロロフィル濃度分析方法	21
2-4 数値計算	
2-4-1 三次元流体モデルの概要	24
2-4-2 計算格子	26

第3章 水質分析結果

3-1 震災後の栄養塩濃度	
3-1-1 硝酸・亜硝酸態窒素	27
3-1-2 リン酸態リン	31
3-1-3 N/P 比	35
3-2 震災後のクロロフィル濃度	38
3-3 震災前後の比較	
3-3-1 栄養塩	40
3-3-2 震災前のクロロフィル濃度の推定	44
3-4 考察	49

第4章 三次元流動シミュレーション

4-1 精度検証	
4-1-1 地形図作成	50

4-1-2	初期条件	53
4-1-3	水位・流速の再現性	57
4-2	流速ベクトル分布	77
4-3	海水交換率	110

第5章 まとめ

5-1	本研究の結論	123
5-2	今後の課題	125

参考文献	126
------	-----

謝辞	129
----	-----

第一章 序論

1-1 研究背景

内湾や沿岸域は陸域からの栄養分が供給されるので、生産性の高い環境となっており、漁業にとって重要な場所である。その一方で、閉鎖性が強い海域であるために海水交換が悪く、陸からの生活排水や工業排水等の水質負荷が増大すると、栄養塩が蓄積する。その結果、富栄養化の進行により赤潮が発生し、漁業被害が出ることもある。したがって、漁業環境を保全するためには、内湾における富栄養化の進行状況を把握し、将来を予測し、対策を講ずる必要がある。

このような内湾の問題に対処するため、環境省は平成 22 年に海域の物質循環健全化計画（ヘルシープラン）を立案した。これは海域と周辺地域における栄養塩類負荷発生状況、水質・底質の状況、漁獲量の状況等を把握するとともに、陸域・海域バイオマスの増殖・回収機能強化に関する調査、物質収支モデルを用いた要因分析及び循環量の評価、新たな技術開発動向も踏まえた対策の抽出を行うものである。この計画は閉鎖性海域を対象としたものであり、対象地域は三河湾、播磨灘北東部海域、気仙沼湾である。

三陸地方の南部に位置する気仙沼湾およびその支湾である舞根湾は、閉鎖的な地形により波浪が小さく、カキ・ホタテガイ・ワカメの養殖が盛んに行われていたが、1970 年代には赤潮による漁業被害が頻発していた。その後、流域下水等が整備され、近年は水質の改善が見られたが、2011 年 3 月 11 日に発生した東北地方太平洋沖地震により漁業は壊滅的な被害を受けた。津波の高速流により海底が浸食され、湾奥の海底地形が変化した。また、湾内の海水は完全に入れ替わったと考えられ、海底の堆積土砂は再懸濁し、陸上からの瓦礫が海に流れ込んだ。そのため、津波で海の環境が変化したと推測される。更に、津波後は陸上の排水人口が変化したことから、陸からの流入負荷が変化したと考えられる。

以上から、気仙沼湾の水質は震災後に変化した可能性が高く、変化の程度と今後の推移を予測する必要がある。しかし、震災後の調査は限られており、ヘルシープランが中止になったため、湾内環境の現状把握と未来予測は困難である。そこで本研究では、津波前後での水質変化を知るために、気仙沼舞根湾で水質調査を行い、震災前の既往データと比較した。さらに、気仙沼湾を対象とした三次元流動シミュレーションを構築し、震災前後での各地形に対して流速分布を計算し、海水交換率の変化と水質変化の関連性を考察した。

1-2 既往の研究

内湾の環境問題については、水質・海底に関する化学的な観点からの研究、流れと海水交換率に関する物理的な観点からの研究、および水質・生物過程を流動シミュレーションに組み込んだ総合的な研究などが行われている。1-2-1 では、内湾の水質に関する研究を、1-2-2 では、内湾の流動に関する研究について示す。また、震災後に気仙沼湾で行われた津波の影響に関する調査研究を 1-2-3 で示す。

1-2-1 内湾の水質に関する研究

比嘉ら（2012）は、東京湾における光環境特性とクロロフィル分布を調べた。湾内の Chl-a は、日射量の増減および南風の強弱により地点毎の表層の層厚が変化し、それによって Chl-a が増減していたことを示した。また、南風が吹くと湾奥内で高濃度化した Chl-a の分布が湾奥の全体に拡大することを示した。

石井ら（2008）は、東京湾における栄養塩、Chl-a の長期変動を調査し、ノリ生産に与える影響について考察している。その結果、DIP の減少が著しいため、DIN/DIP 比が 1960 年をピークに上昇していることを明らかにした。また、DIP の減少によって、ノリの色落ちが生じていると考察している。

中嶋ら（2014）は、三河湾において赤潮が減少した要因を解析している。2006 年の前と後での水質状況を比較した結果、TP、Chl-a がそれぞれ 15%、31%減少していることを示した。この結果と、アサリ漁獲量の増加傾向やアサリの摂食圧の計算結果から、赤潮の減少はアサリによる摂食圧の増加が主因であると推察している。

関根ら（2003）は、2002 年夏季における有明海の水質変動特性を調べた。2002 年 7 月 4 日と 25 日付近に Chl-a のピークが見られ、これには有明海に流入してくる河川水から栄養塩が供給されたことが原因であると考えた。また、このとき発生する赤潮により栄養塩が短期的に吸収され枯渇したことから、その後の植物プランクトンの成長が阻害されたと考えている。

篠原ら（1999）は、福岡湾における植物プランクトンの季節変動について整理し、さらに湾内の水温、塩分、栄養塩濃度の変化から、その変化要因について検討をしている。その結果、湾口部、湾央部ともに植物プランクトンの細胞密度の季節変化は、概ね水温、塩分の変化に対応しており、福岡湾の植物プランクトンの増殖には水温、塩分が大きく影響していると考察している。

このように内湾における水質の頒布や変動に関する研究は多数あり、栄養塩の増減やバランス、植物プランクトンの増減や水理特性には相互に関連があることが示される。

1-2-2 内湾の流動に関する研究

中田（1989）は、東京湾の流動をボックスモデル化し、湾の水の循環を明らかにした。計算結果から、東京湾では、恒流は密度流成分が潮汐残差流成分に比べて主要な要因であることが分かり、江戸川、荒川などから排出された汚染物質は、湾中央で下向きに移送されつつ、北上する底層流によって再び湾奥部に戻ってくるということを示した。

中野ら（2000）は、三河湾における流動シミュレーションを行い、豊川の流況変化等が、湾の海水交換に及ぼす影響について明らかにした。シミュレーション結果から、豊川の流量を 20%増減させた場合において、海水交換の湾内断面通過流量の変化率は、最大でも約 3%にとどまることを示した。また、豊川以外にも、気温、西風、東風からも影響を受けると考察している。

矢野（2005）は、ADCP 観測により、有明海における流れ構造についての解析を行っている。2004 年夏季小潮時では、上げ潮時には島原半島に沿った流れが卓越していることが分かり、竹崎島側では 1 潮汐間を通じ、ほとんどの時間帯で、有明海から諫早湾内への流入傾向があることを明らかにした。さらに、上げ潮時には諫早湾内に高水温の海水と高濃度の Chl-a が有明海から流入していることを示した。

Purwanto ら（2007）は、閉鎖性の強い水域である南三陸長面浦にて、流入水の塩分に着目し、三次元密度流シミュレーションを用いて、塩分流入量に依存した海水交換率を検討した。採用したモデルは、静水圧近似およびブシネスク近似に基づくものであり、空間に湖底された層分割により鉛直方向の離散化を行うレベルモデルである。この数値計算結果から、より高い密度の海水が流入することにより、底層の海水交換が活発化し、水質の浄化にも良好な効果をもたらすことが確認された。

柳（1986）は、大阪湾における海水交換率の季節変動について考察している。海水交換率は、塩分収支から求めており、湾の一定期間の平均塩分変動から、河川水流入による塩分低下量、蒸発・降水による塩分変動量を引いた値を、海水交換量としている。この結果から、大阪湾では、海水交換率は6月から9月にかけて大きく、10月から5月にかけて小さくなるという傾向が分かり、それは定性的には密度流の季節変動に起因していることを明らかにした。

以上より、内湾の流動や海水交換に関しては、気象や潮汐だけでなく、河川からの淡水供給が影響することが分かっている。

1-2-3 津波後の気仙沼湾における調査、研究

原口ら(2012)は、気仙沼湾における津波後の地形変化について調査を行っている。湾内の狭窄部では、最大浸食量が約 7m に達していたことを明らかにした。また、湾奥では主に浸食域の両側に堆積域が見られ、堆積厚さは最大約 2.8m であった。湾口は、狭窄部や湾奥に比べると、相対的に変化率が小さいことを示した。

気仙沼湾では、岸壁の石油タンク 22 基(約 11.5 千 kl)が流出し(社会技術研究開発センター, 2011 年)、さらに多数の船が破壊され、油分が漁場に流出した。気仙沼水産試験場では、湾奥から東湾にかけて油分を確認しており、2012 年 10 月の時点で、水色や臭気に異変は無いとしている。

原ら(2014)は、気仙沼湾の大島瀬戸における底質のコアを分析し、海底堆積物の時間変化を考察している。その結果、n-ヘキサン抽出物では、油汚染を正確に評価出来ないことを示した。また、油流出事故の影響を含む層は新生堆積層の下部に移動し、底質の油汚染が直接的に漁業に影響する可能性は低いと推測している。

張野・八束(2012)は、気仙沼舞根湾における水中の化学物質について測定を行っている。調査の結果、有機スズ化合物は、震災前よりも海水中の濃度は高くなっていたことが分かった。これは、底泥が攪乱されたことにより、過去に蓄積された有機スズ化合物が溶出していると考察している。

山本ら(2012)は、海水中の重金属類のモニタリングを行った。その結果、津波後も環境基準値以下であることを示したが、時間の経過とともに海底に沈んだ瓦礫から重金属が溶出する可能性が考えられるため、モニタリングを継続していく必要があると考えている。

このように、気仙沼湾を対象とした津波後の研究、調査は様々なものが行われているが、津波前後での水質の変化に関しては、詳細な調査を行っている事例はない。また、気仙沼水産試験場も津波による被害を受けたため、調査を再開したのは 2011 年の 8 月であり、震災直後から 4 ヶ月ほどのデータが存在しない。2010 年に環境省が気仙沼湾を対象に立案した物質循環健全計画(海域ヘルシープラン)は、震災のため打ち切りになってしまい、気仙沼湾での流動については解明されていない。このことから、気仙沼湾全体の地形変化を考慮した数値計算を行い、津波前後での水質変化との関連性を明らかにする必要がある。

1-3 論文構成

本研究では、気仙沼舞根湾の津波前後での水質・流動の変化を明らかにすることを目的として、多項目水質計による水質調査を行い、栄養塩、Chl-a の分析を行った。さらに、気仙沼水産試験場のデータを用いて、津波前後の栄養塩、Chl-a の変化について考察を行った。また、三次元流動シミュレーションを用いて、震災前後での流動特性の違いや、海水交換と水質特性の関係性について考察した。

第一章では、本研究の目的と既往の研究について説明した。

第二章では、研究対象地である気仙沼舞根湾の概要、津波被害について説明している。また、研究方法として水質調査方法、水質分析方法、数値計算方法について説明した。

第三章では、震災後の栄養塩と Chl-a の季節周期について考察した。また、水産試験場の透明度データを用いて、震災前の Chl-a を推定し、震災前後での栄養塩、Chl-a の年平均濃度、季節周期を比較した。

第四章では、三次元流動シミュレーションによる海水交換率の検討である。まず、計算の精度検証について説明している。次に、夏場の大潮、小潮についての気仙沼湾全体の流動特性を調べた。さらに、気仙沼湾奥にトレーサーを導入し、津波前後での海水交換率について考察を行った。

第五章では、震災前後での流動の違いと、栄養塩、Chl-a の変化の関連性について考察し、今後の課題について述べる。

第二章 研究方法

2-1 研究領域

2-1-1 研究対象地

東北地方の三陸海岸は、黒潮と親潮がぶつかり合う良漁業ある。三陸沖は世界三大漁場の一つであり、サンマや鰹などの主漁場がある。内湾では穏やかな海域を利用した養殖業が各種で行われており、北部では昆布が、中部ではワカメが、南部では牡蠣やホタテが盛んに養殖されている。気仙沼港の水揚げ高はおよそ 280 億円であり、2007 年と 2008 年には東北地方内で第 1 位であった。主な水揚げ魚種は、遠海で鰹やサメ類、サンマ、カジキである。

本研究の対象領域は宮城県気仙沼市の気仙沼湾及び舞根湾である（図 2-1）。気仙沼湾は気仙沼市の北東部に位置しており、東側と西側に分かれている。東側の湾は、唐桑半島と大島にはさまれており、湾奥部に向かうにつれて水深は約 40m まで深くなる。西側の湾は湾口部でも水深は約 10m しかなく、東側に比べて幅が狭い。北西方向からは大川が流れ込み、最奥部に気仙沼港がある。最奥部の北方向には鹿折川があり、周辺には小規模な漁港が多数ある。舞根湾は同じく北東部にある唐桑半島に位置し、湾の幅が 200～400m、軸長が 800m、最大水深は 25m のリアス式地形である（図 2-2）。

気仙沼湾は、大正時代からカキ養殖が盛んであり、港が昭和 5 年から建設され、昭和 10 年に魚市場が開業した。さらに昭和 40～50 年にかけて工場や市街地が発展した。しかし、閉鎖性が強い湾であるため、工場排水・生活排水の増大・流域の荒廃などが原因で赤潮が発生した。そこで、水質改善のため、気仙沼水産試験場が 1972 年より赤潮観測調査を始め、2010 年には環境省の「海域の物質循環健全化計画」により、気仙沼湾でも現地調査が行われていた。また、漁師達は森は海の恋人運動（植樹活動）を始めた。近年は気仙沼湾の水質は改善し、海の環境を守るために、植樹祭や環境教育が続けられている。



図 2-1 宮城県気仙沼市

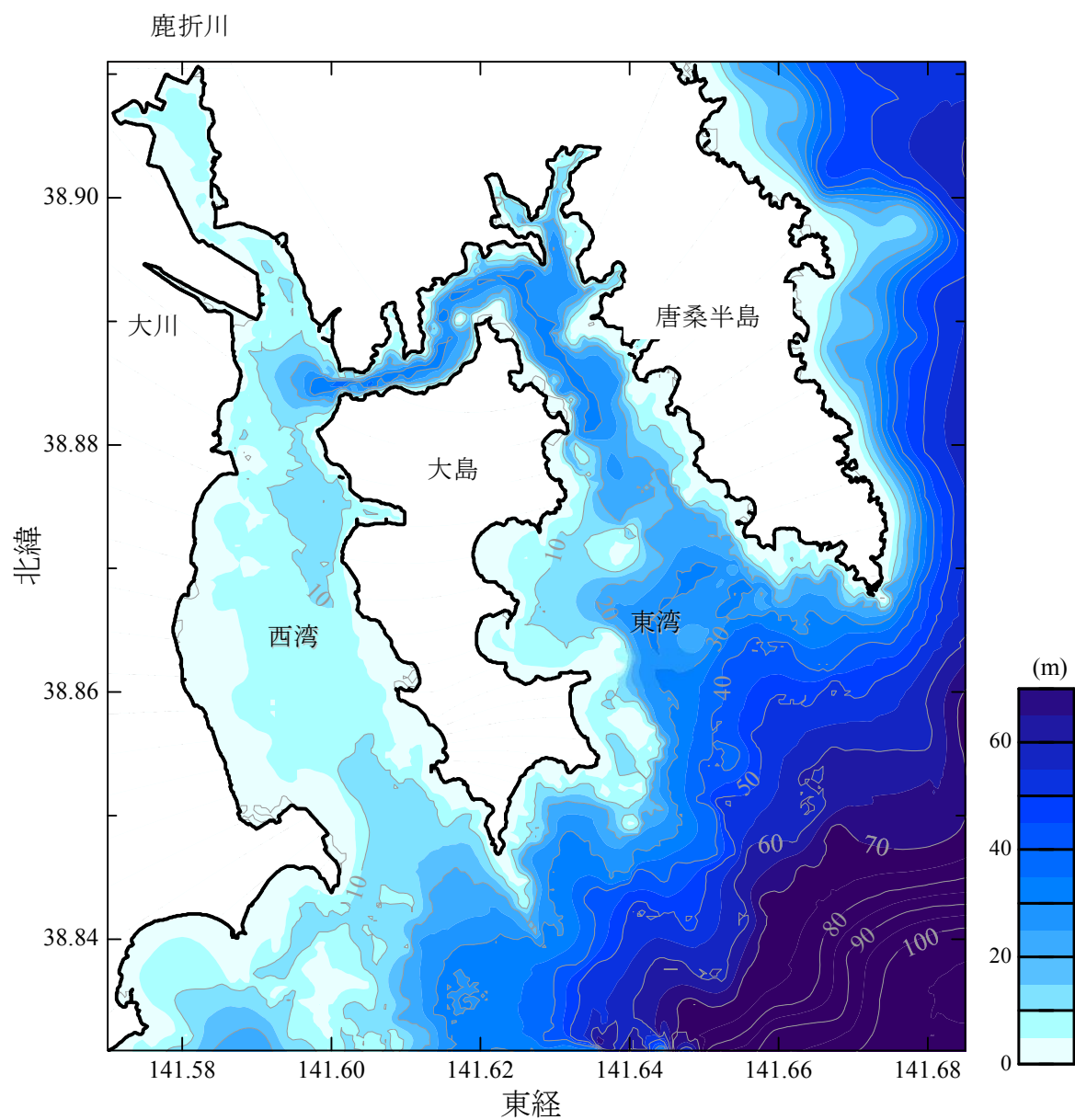


図 2-2 気仙沼湾の海底地形図

2-1-2 被災状況

2011 年 3 月 11 日に発生した東北地方太平洋沖地震は、日本観測史上最大のマグニチュード 9.0 を記録した。さらに、地震によって最大津波高 9.3m、最大津波遡上高 40.4m（気象庁，2011）の非常に大規模な津波が発生し、北海道から千葉県にかけて被害を受けた。津波により、家屋、水産加工施設、養殖いかだなどが破壊、流失された。2015 年 1 月 7 日現在の被害状況（警察庁，2015）によると、死者数 15,889 人、行方不明者数 2,594 人、全壊数 127,531、半壊数 274,036、被害総額 16～25 兆円にも及ぶ。人口 74,489 人の気仙沼市では、死者数 1,136 人、行方不明者数 226 人（宮城県，2014）であり、津波の浸水面積は、市町面積 334km² に対し、18km² であった（総務省消防庁，2012）。

大津波により、陸地から運ばれた流入物や、施設などが瓦礫として沿岸部の漁業域に溜まった。150 トン級の釣り船から 400 トン超えの鮪延縄船等の大型漁船が、防波堤や陸上に重なり合って乗り上げ、座礁、転覆して沈没した漁船があり、火災により焼損した船舶もあった。また、沿岸部の浄化センターが破壊され、生活排水を始めとする汚水が海に流れ込んだ。また、地震による地殻変動のため、地盤沈下が起こり、満潮時には一部の陸地が水没するという状況であった。

気仙沼湾の海底は津波によって深く掘られ、多くの堆積物が確認されている。海上保安庁では、2011 年 10 月に気仙沼港の航路や、岸壁付近において、精密な水深測量を行い、海図の改訂を行った。図 2-3 に震災前後の気仙沼湾の地形図を示す。気仙沼湾は東湾は 40m ほどあるが、西湾は浅い部分で 10m 前後しかない。津波前後での地形の違いは、湾口部の水深が 1.5m ほど深くなっていた。また、湾内の航路は津波前が約 7m であるのに対し、津波後は約 15m になっていた。湾奥は、異状物が多数存在するため、津波前より 1.5m ほど浅くなっている。

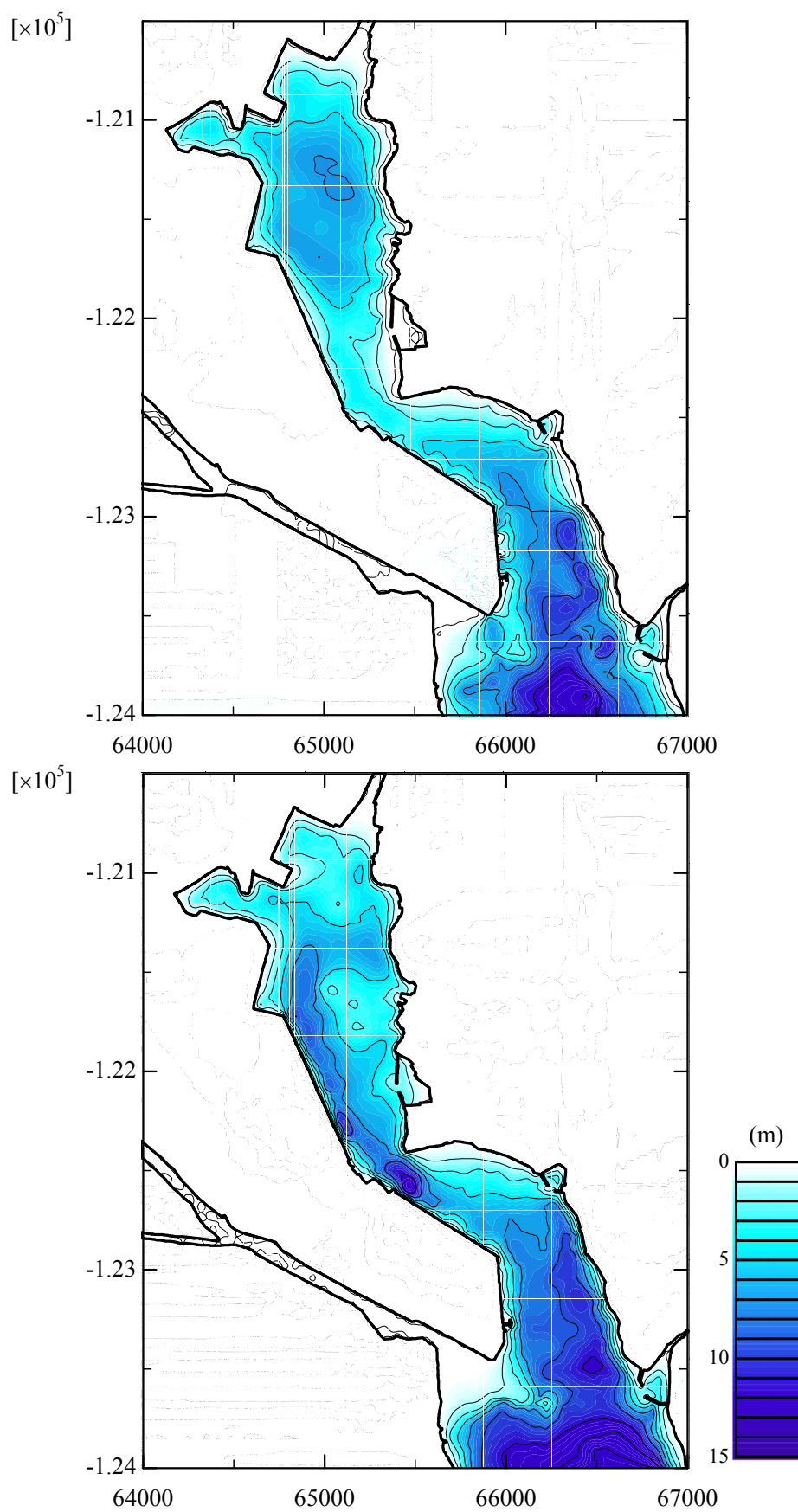


図 2-3 震災前（上），震災後（下）の気仙沼湾の地形図

2-2 現地観測

2-2-1 水質観測

水質鉛直分布を図 2-4 に示す多項目水質計（アレック電子社製 AAQ-1183）を用いて計測した。調査項目は水温・塩分・濁度・クロロフィル蛍光値・DO・光量子である。多項目水質計の諸元を表 2-1 に示す。また、2013 年 1 月からは透明度を計測している（図 2-6）。観測は 2011 年 4 月 17 日から開始し、以後毎月 1 回の頻度で行った（表 2-2）。

図 2-5 に示すように気仙沼湾で 5 地点、舞根湾で 6 地点、大島瀬戸で 5 地点、計 16 地点で計測した。なお、2011 年 4 月 17 日と 5 月 5 日は舞根湾内の 6 地点のみであり、2011 年 5 月 21 日から 15 地点で観測を行った。さらに 2012 年 10 月の観測で、1 地点（st6.5）を増やし、全 16 地点となった。

同時に、栄養塩濃度と植物プランクトン色素量を分析するため、採水を行った。全 15 地点の中の 4 地点（st.3, 8, 11, 15）の表層・中層・低層でバンドーン採水器（図 2-7）を用いて採水した。採水したサンプルを現地で口径 0.3 μ m のガラス濾紙フィルター（GF/F）を用いて吸引濾過し（図 2-11）、濾液を溶存態サンプルとして冷凍保存した。また、濾過に使用した GF/F フィルターをアルミホイルで包み、速やかに冷凍輸送した。実験室にて DMF 溶液に浸してクロロフィル濃度を分析した。濾過の際には、表 2-3 を参考にし、蛍光光度計のレンジ幅内に収まるように濾過水量を調節した。

気仙沼湾での水質調査は行政でも行われている。気仙沼水産試験場では、気仙沼湾の西側の全 7 地点で、1986 年から 2 ヶ月おきに水質調査を行ってきた。津波後は、2011 年 8 月から調査が開始された。環境省ではヘルシープラン事業において、水質調査も西湾を中心で行われていた。調査日は 2010 年 9 月 30 日、2011 年 1 月 6 日の 2 回である。

なお、津波前後の Chl-a の変化を知るために、気仙沼水産試験場の透明度データを用いて、過去の Chl-a を推定した。透明度とは、ある層での澄明性を示す指標であり、直径 30cm の白色の円板（セッキ板）を水中に降ろし、肉眼で見えなくなる時の深さである。透明度の大きさは水中の浮遊物質の多さに影響を受けるので、植物プランクトンが多い日や、濁度が高い日は透明度が低下する。水深平均データを計算する上では、NAGASAKA and YOKOYAMA (2013) の手法を用いて透明度水深までの値を平均した。



図 2-4 多項目水質計

表 2-1 多項目水質計諸元

製品名	JFE アレック社製 AAQ-1183	
	Chl-a	濁度
形式	蛍光測定式	後方散乱光方式
測定範囲	0～400μg/l	0～1000FTU（ホルマジン）
測定精度	±1%	±2%
分解能	0.01 μg/l	0.03FTU（ホルマジン）
	水温	塩分
形式	サーミスタ	実用塩分式
測定範囲	-5～40℃	0～40
測定精度	±0.02℃	±0.03
分解能	0.001℃	0.001

表 2-2 観測日リスト

観測日	2011 年									
	4 月	5 月		6 月	7 月	8 月	9 月	10 月	11 月	12 月
	17	5	21	19	19	23	20	23	30	17
水質計測	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
採水	×	×	×	×	×	×	×	○	○	○
備考	st1～5		st1～15							

観測日	2012 年													
	1 月	3 月		4 月		5 月		6 月	7 月	8 月	9 月	10 月	11 月	12 月
	26	14	27	11	20	4	27	21	18	23	25	28	23	22
水質計測	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
採水	○	×	○	○	○	×	○	○	○	○	○	○	○	○
備考						大雨						st6.5 追加		

観測日	2013 年																
	1 月	2 月	3 月	4 月		5 月		6 月		7 月		8 月		9 月	10 月	11 月	12 月
	25	26	18	6	25	9	23	6	20	19	25	2	27	25	24	22	18
水質計測	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
採水	○	○	○	○	○	×	○	×	○	×	○	×	○	○	○	○	×
備考									大雨		大雨	st1,2,4 無し			大雨		

観測日	2014 年														
	1 月	2 月	3 月		4 月		5 月		6 月	7 月	8 月	9 月	10 月	11 月	12 月
	30	28	14	31	12	27	10	17	9	16	12	25	23	26	11
水質計測	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
採水	○	○	○	×	○	×	○	×	○	○	○	○	○	○	○
備考									大雨						

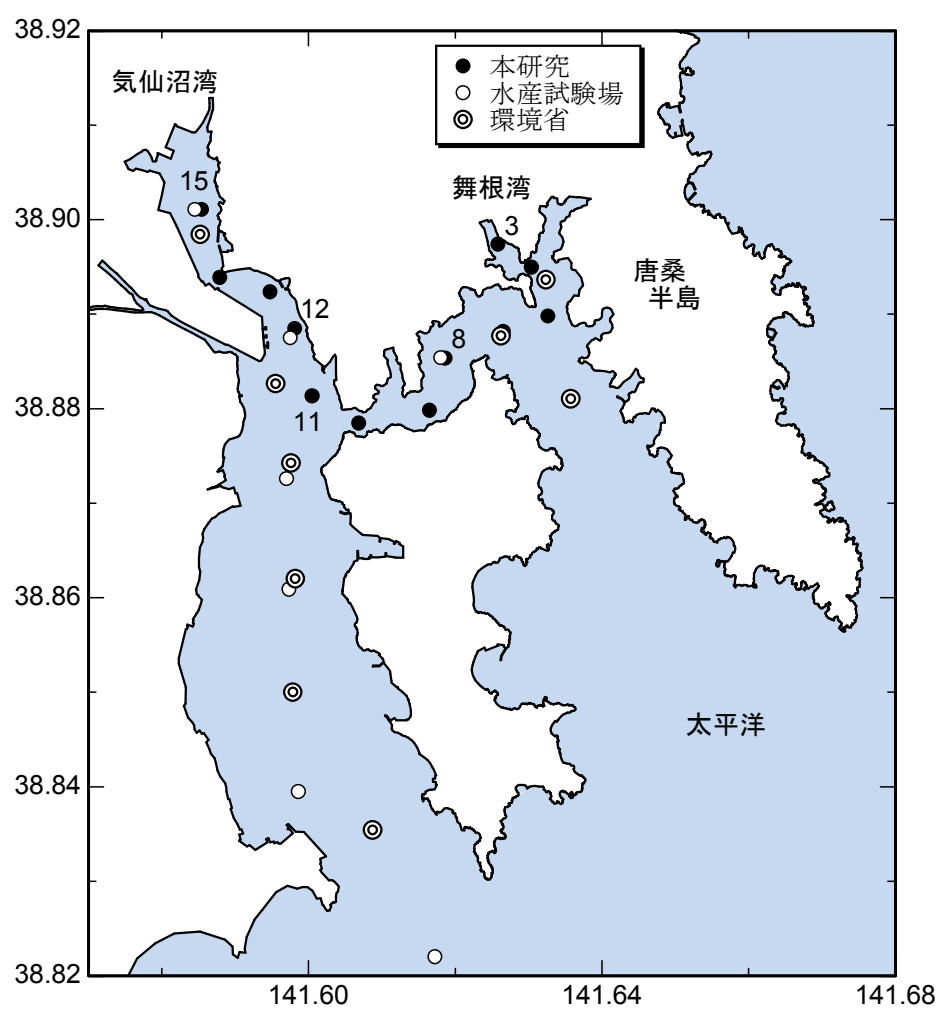


図 2-5 観測地点



図 2-6 透明度計測



図 2-7 採水の様子

2-2-2 流速観測

鉛直流速分布を超音波流速計 Acoustic Doppler Current Profiler（米国 RDI 社製 ADCP-WH600，図 2-8）を用いて計測した。観測地点は図 2-4 に示した st.8 であり，水深は 33 m となっている。

設置図を図 2-9 に示す。ADCP を専用の台を取り付け，アンカーを繋げて海底に沈めた。このとき海底からセンサー面までの距離が 2.6 m，センサー付近のブランクが 1.6 m となるため，合計して海底から 4.2 m 分のデータは測定できない。また ADCP には水中ブイを取り付けて上向きに立ち上げ，水面に向かって計測するようにした。このとき，水面付近では水深の約 10 %がブランクとなり，st.8 では 3.0 m となる。その結果，st.8 では水深 33 m のうち 25 m 分のデータを計測できる。

ADCP の諸元を表 2-3 に，計測時の設定を表 2-4 に示す。計測間隔は 5 分間，層厚 0.5 m ごとに，精度は 1.18 cm/s で計測を行った。期間は 2014 年 3 月 15 日から同年の 8 月 12 日までである。

小型水位計（HOBO-U2 ウォーターレベルロガー）を海底に沈めた ADCP と共に設置して水位を計測し，ADCP の観測データの有効水深を求めた。小型水位計の計測間隔は 10 分間で，計測期間は ADCP と同じである。



図 2-8 超音波流速計

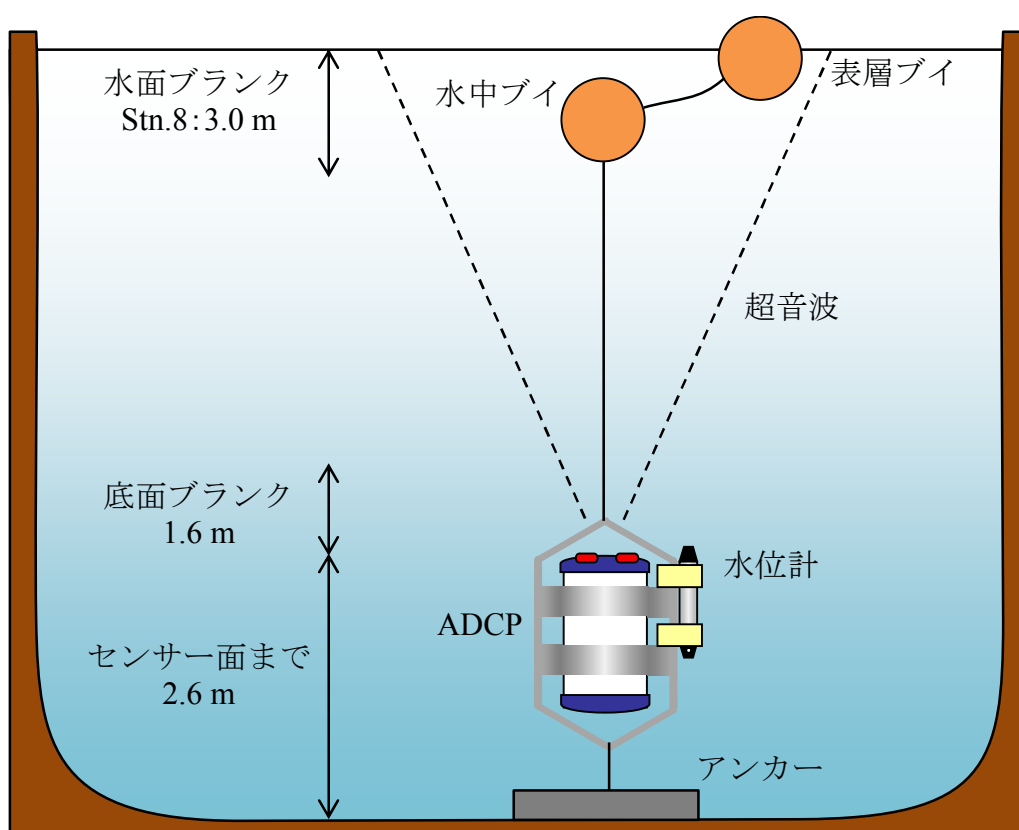


図 2-9 ADCP の設置図

表 2-3 超音波流速計の諸元

製品名	RDI 社製 WorkHorse Sentinel ADCP
周波数	600 kHz
センサー数	4
音波発信角度	中心線より 20 度
外形寸法	直径 228 mm 長さ 405.5 mm
重量	空中 13.0 kg 水中 4.5 kg
計測可能期間	205 日 (85 秒平均で 20 分間隔の場合)
音波到達距離	最大 50 m

表 2-4 超音波流速計の設定

計測間隔	10 分	ping 数	100
計測距離	30 m	水温	10 °C
層厚	0.5 m	塩分	35 psu
層数	64	計測期間	2014/3/15
計測精度	1.18 cm/s		~2014/8/13

2-3 水質分析

2-3-1 栄養塩分析方法

前処理を施して冷凍保存したサンプルを実験室に移送した後、オートアナライザー（図 2-10）を用いて硝酸態窒素+亜硝酸態窒素，リン酸態リンを測定した。

硝酸態窒素及び亜硝酸態窒素の測定には，カドミウム・銅カラム還元法を用いた。本法は，硝酸態窒素をカドミウム・銅カラムに通して亜硝酸態窒素に還元した後，スルファニルアミドを加えてジアゾ化し，これが N-1-ナフチルエチレンジアミンと反応して生成するアゾ色素の紫紅色を波長 540 nm 付近で吸光度を測定し，硝酸態窒素と亜硝酸態窒素の合計量を求める方法である。

リン酸態リンについては，リン酸イオンの測定としてモリブデン青抽出法を用いた。本法は，リン酸イオンにモリブデン酸アンモニウム溶液を加えてリンモリブデン酸を生成させ，これにアスコルビン酸を加えて還元し，得られたモリブデン青を 1-ブタノールを用いて抽出し，その青色を吸光度分析法により波長 690 nm 付近で吸光度を測定し，リン酸イオン濃度を求める方法である。



図 2-10 オートアナライザー

2-3-2 クロロフィル濃度分析方法

多項目水質計のクロロフィル蛍光値をクロロフィル-a（以降 Chl-a）とフェオフィチン（以降 Pheo）に変換するため、採水分析を行った。Chl-a は活性のある植物プランクトンに存在する光合成の色素であり、植物プランクトン量の指標になる。Pheo は植物プランクトンが死滅すると Chl-a が Pheo に変化するため、植物プランクトンの死滅した量の指標になる。

観測で採取したフィルターを実験室で DMF 溶液に浸し、24 時間以上抽出したサンプルを蛍光光度法で計測した（図 2-12）。

蛍光法には Holm-Hansen 法があり、Chl-a と Pheo の両方の濃度を計測することが出来る方法である。Chl-a はマグネシウム (Mg) を含む光合成に必要な化合物であり、Chl-a を塩酸処理すると Mg が抜け、Pheo 色素となる。今、1 L 中に $X\mu\text{g}$ の Chl-a と $Y\mu\text{g}$ の Pheo が存在し、この時の蛍光値を F_0 、これに塩酸を入れて全て Pheo にした時の蛍光値を F_a とする。また Pheo $1\mu\text{g/l}$ の蛍光値を q 、Chl-a $1\mu\text{g/l}$ の蛍光値を c 、 c/q を R 、濾過量を $A\text{ml}$ 、抽出液 (DMF 溶液) を $B\text{ml}$ とすると、以下の式により Chl-a、Pheo の濃度が求められる。

$$X = \frac{F_0 - F_a}{q(R - 1)} \times \frac{B}{A}$$

$$Y = \frac{R(F_a - F_0)}{q(R - 1)} \times \frac{B}{A}$$

表 2-5 採水サンプル濾過量

	ろ過水量 (ml)				
クロロフィル蛍光値	100	200	400	600	800
1	8.33	16.67	33.33	50.00	66.67
5 倍希釈濃度	1.67	3.33	6.67	10.00	13.33
2	16.67	33.33	66.67	100.00	133.33
5 倍希釈濃度	3.33	6.67	13.33	20.00	26.67
5	41.67	83.33	166.67	250.00	333.33
5 倍希釈濃度	8.33	16.67	33.33	50.00	66.67
10	83.33	166.67	333.33	500.00	666.67
5 倍希釈濃度	16.67	33.33	66.67	100.00	133.33
20	166.67	333.33	666.67	1000.00	1333.33
5 倍希釈濃度	33.33	66.67	133.33	200.00	266.67
50	416.67	833.33	1666.67	2500.00	3333.33
5 倍希釈濃度	83.33	166.67	333.33	500.00	666.67
100	833.33	1666.67	3333.33	5000.00	6666.67
5 倍希釈濃度	166.67	333.33	666.67	1000.00	1333.33



図 2-11 フィルター濾過の様子

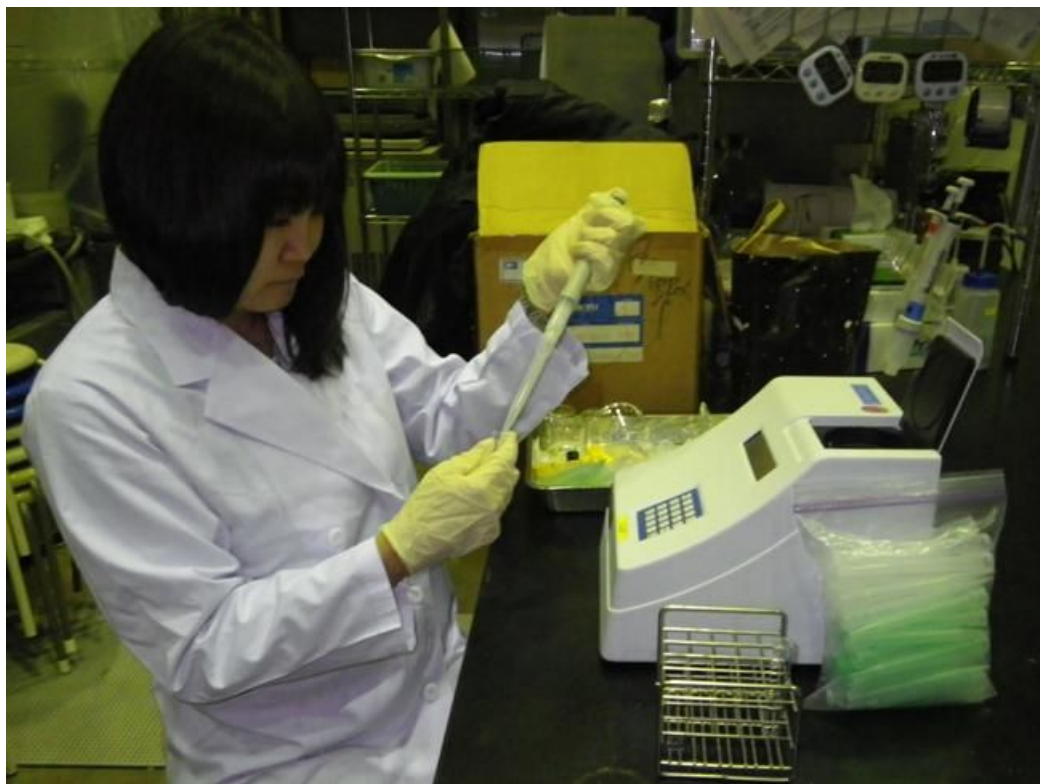


図 2-12 分析の様子

2-4 数値計算

ここでは今回使用する数値計算方法について述べる．2-4-1 で三次元流体モデルの概要を，2-4-2 で計算格子について示す．

2-4-1 三次元流体モデルの概要

本研究で使用するモデルは，新谷・中山（2009）が開発したオブジェクト指向型の 3 次元環境流体モデル Fantom3D である．基礎方程式は，連続式と非圧縮とビジネス近似を施した 3 次元 Navier-Stokes 式である．また鉛直方向は計算時間を考慮して静水圧近似とした．さらに，乱流モデルは鉛直方向に密度成層の効果を考慮した LES，水平方向の渦動粘性係数の算定にはリチャードソンの 4/3 乗則を利用した．離散化においては，セルの中心に圧力とスカラー量，セル面に運動量を置くスタッガード格子とし，Ultimate-Quickest 法を使用した．また，このモデルでは水平拡散に関して陽的に計算を行い，鉛直拡散は陰的に計算を行っている．以下にモデルで使用される基本的な式を示す．

○ 連続式

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial u}{\partial z} = 0 \quad (1)$$

○ 基礎方程式：3 次元 Navier-Stokes 式

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} = F_x - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{\mu}{\rho} \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \right) + \frac{\mu}{3\rho} \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) \quad (2)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} = F_y - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + \frac{\mu}{\rho} \left(\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \right) + \frac{\mu}{3\rho} \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) \quad (3)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + v \frac{\partial w}{\partial y} + w \frac{\partial w}{\partial z} = F_z - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} + \frac{\mu}{\rho} \left(\frac{\partial^2 w}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 w}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 w}{\partial z^2} \right) + \frac{\mu}{3\rho} \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) \quad (4)$$

○ 乱流モデル：LES モデル

$$\frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_i} = 0 \quad (5)$$

$$\frac{\partial \bar{u}_i}{\partial t} + \bar{u}_i \frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_i} = \frac{1}{\rho} \frac{\partial \bar{\rho}}{\partial x_i} + \nu \frac{\partial^2 \bar{u}_i}{\partial x_j^2} - \frac{\partial}{\partial x_j} \left(\overline{u_i u_j} - \bar{u}_i \bar{u}_j \right) \quad (6)$$

$$\overline{u_i u_j} - \bar{u}_i \bar{u}_j = L_{ij} + C_{ij} + R_{ij} \quad (7)$$

$L_{ij} = \overline{\bar{u}_i \bar{u}_j} - \bar{u}_i \bar{u}_j$: Leonard 項, 格子大の乱れの相互作用

$C_{ij} = \overline{\bar{u}_i \bar{u}_j'} + \overline{u_i' \bar{u}_j}$: Cross 項, 格子大の乱れと格子より小さい乱れの相互作用

$R_{ij} = \overline{u_i' u_j'}$: Reynolds 応力項

○ 水平方向の渦動粘性係数

$$\nu_L = 0.01 L^{\frac{4}{3}} \quad (8)$$

○ 鉛直方向の渦動粘性係数

$$\nu_t = (C_s \Delta z)^2 \sqrt{\left\{ 2 \left(\frac{\partial u}{\partial x} \right)^2 + 2 \left(\frac{\partial v}{\partial y} \right)^2 + 2 \left(\frac{\partial w}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial y} \right)^2 + \left(\frac{\partial w}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 \right\}} - \frac{g}{\rho P_r} \frac{\partial \rho}{\partial z} \quad (9)$$

u, v, w : それぞれ x, y 方向 (水平) 流速および z 方向 (鉛直) 流速

ρ : 平均密度 (水温と塩分の関数)

ν : 動粘性係数

ν_L : 水平方向の動粘性係数

ν_t : 鉛直方向の動粘性係数

L : 水平方向の計算格子サイズ ($\Delta x, \Delta y$)

C_s : スマゴリンスキー定数

Δz : 鉛直方向の計算格子サイズ

P_r : プラントル数

2-4-2 計算格子

従来の計算格子を扱う研究では，計算領域全体の格子サイズを均一として行うか，計算後に得られた結果を境界条件として細部の計算を行うネスティングを行ってきた．しかし，計算領域を分割して複数の領域で同時に計算を行っている事例はほとんどない．

本研究で使用するモデルの第一の利点は，計算領域を自由に分割して，計算格子のサイズを領域（Domain）毎に自由に変化させることができるところにある．また共有メモリー型の並列化（OpenMP）を利用し，それぞれの Domain の計算を計算コアに割り当てながら効率的に並列化を行うことが出来る．各 Domain は，図 2-13 のように 2 つのオーバーラップセルと境界セルが重なるように接続する．

このようにして計算領域の Domain 分割を行い，地形変化（狭窄部，蛇行等）に併せて計算格子のサイズを変化させる．さらに，鉛直方向はデカルト座標（z-coordinate）に基づいて離散化しているので，鉛直方向の地形変化を考慮して鉛直グリッドを設定する．

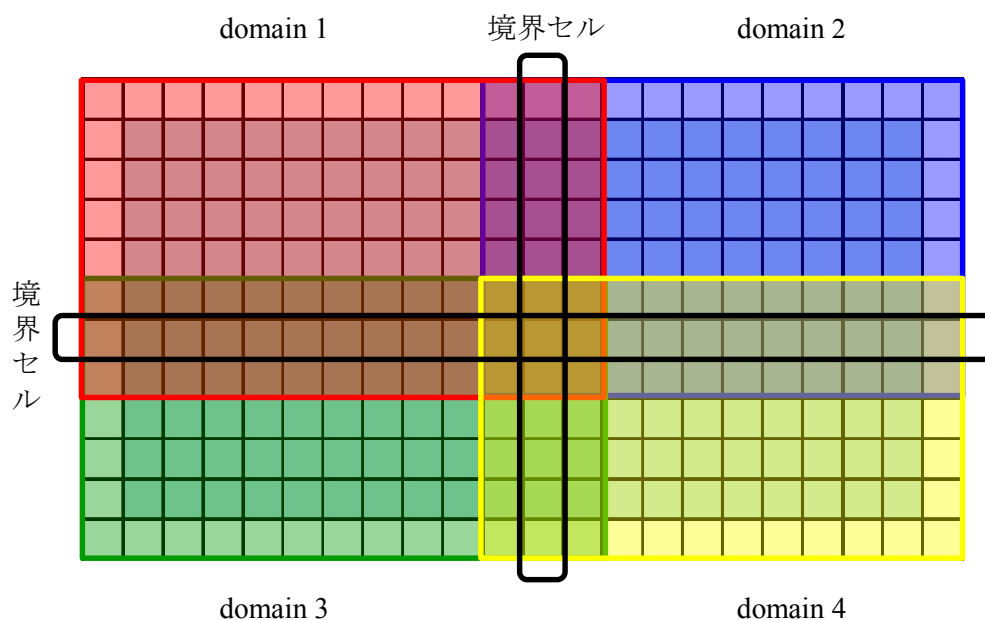


図 2-13 Domain の接続例

第三章 水質分析結果

3-1 震災後の栄養塩濃度

3-1-1 硝酸・亜硝酸態窒素

震災後の硝酸・亜硝酸態窒素（以下、DIN）の時系列を図 3-1-1 に示す。また、2012 年～2013 年 4 月までの栄養塩データは、東京大学の山本光夫先生からご提供頂いた。

st.15 の表層 0 m では（図 3-1-1 (a)）、2012 年は 100 ppb (0.1 mg/l) 以下の濃度であったが、2013 年以降は最大値が 200 ppb になっており、徐々に上昇しているように見える。底層 8m も 2012 年は 0～50 ppb (0.05 mg/l) の濃度であったが、2013 年は 50 ppb を超える場合があり、2014 年では 100 ppb を超える値があった。

st.11 の表層（図 3-1-1 (b)）と、st.8 の表層（図 3-1-1 (c)）は、st.15 と似た傾向を示したが、st.11 は、st.15 よりも高濃度になる場合があり、st.8 は低濃度であった。また、中層（10 m）においては、平均濃度が約 50ppb であり、場所ごとの違いは見られなかった。また、st.8 の底層（30 m）においては、平均濃度が約 70ppb であり、中層よりも高いという傾向にあった。

同じデータを月別変動として 3 年分重ね合わせると（図 3-1-3～3-1-5）、st.11（図 3-1-3）の中層、st.8（図 3-1-4）の中層においては、6～7 月の夏場に低くなるという傾向が見られた。

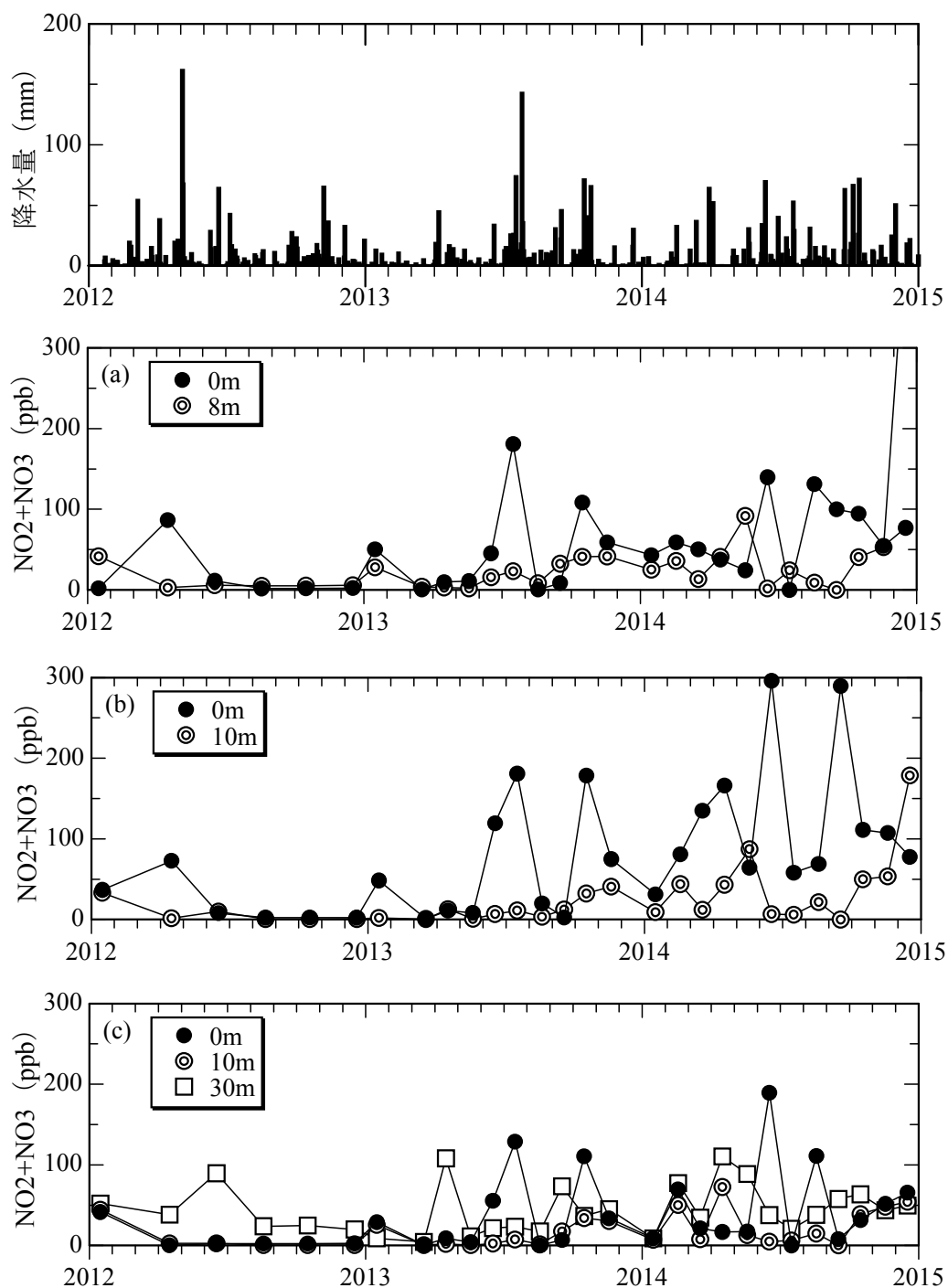


図 3-1-1 st. 15 (a), st. 11 (b), st. 8 (c) における震災後の DIN の時系列

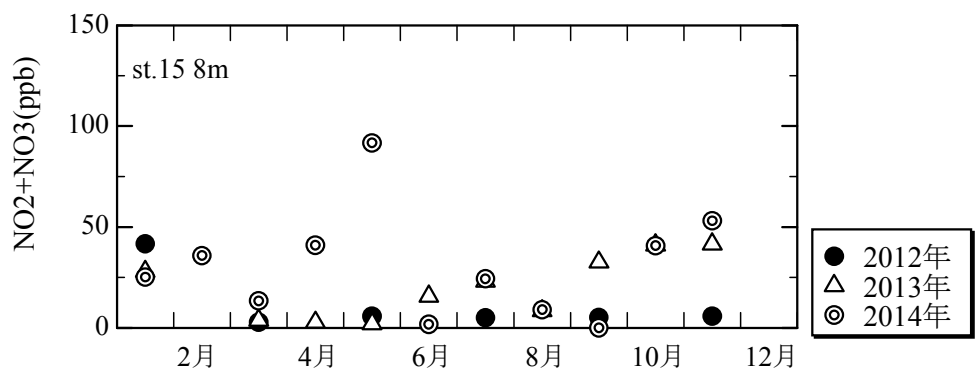
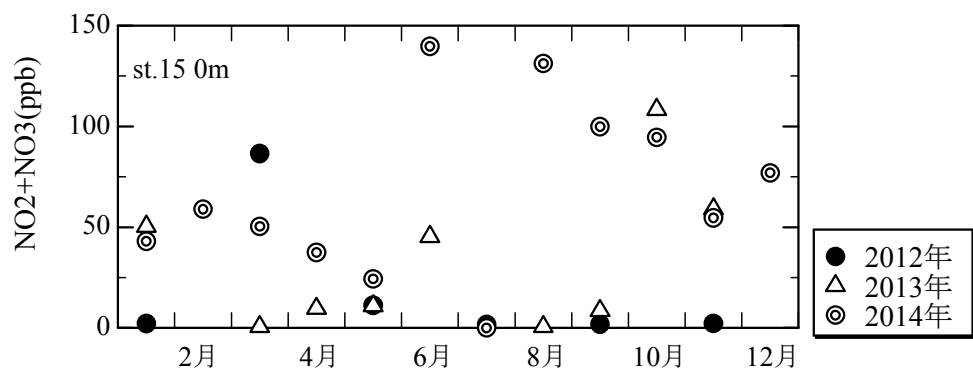


図 3-1-2 st. 15 における震災後の DIN の季節周期

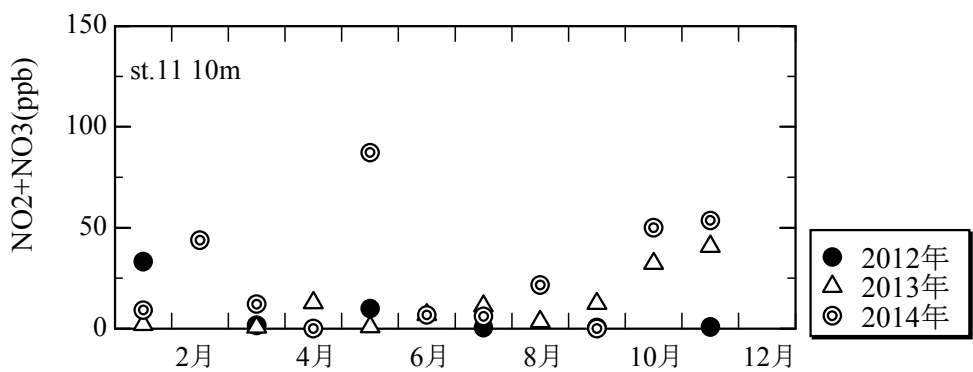
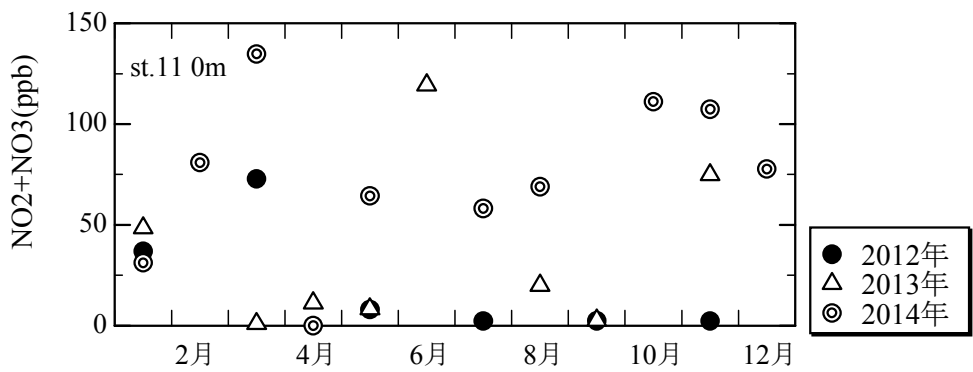


図 3-1-3 st. 11 における震災後の DIN の季節周期

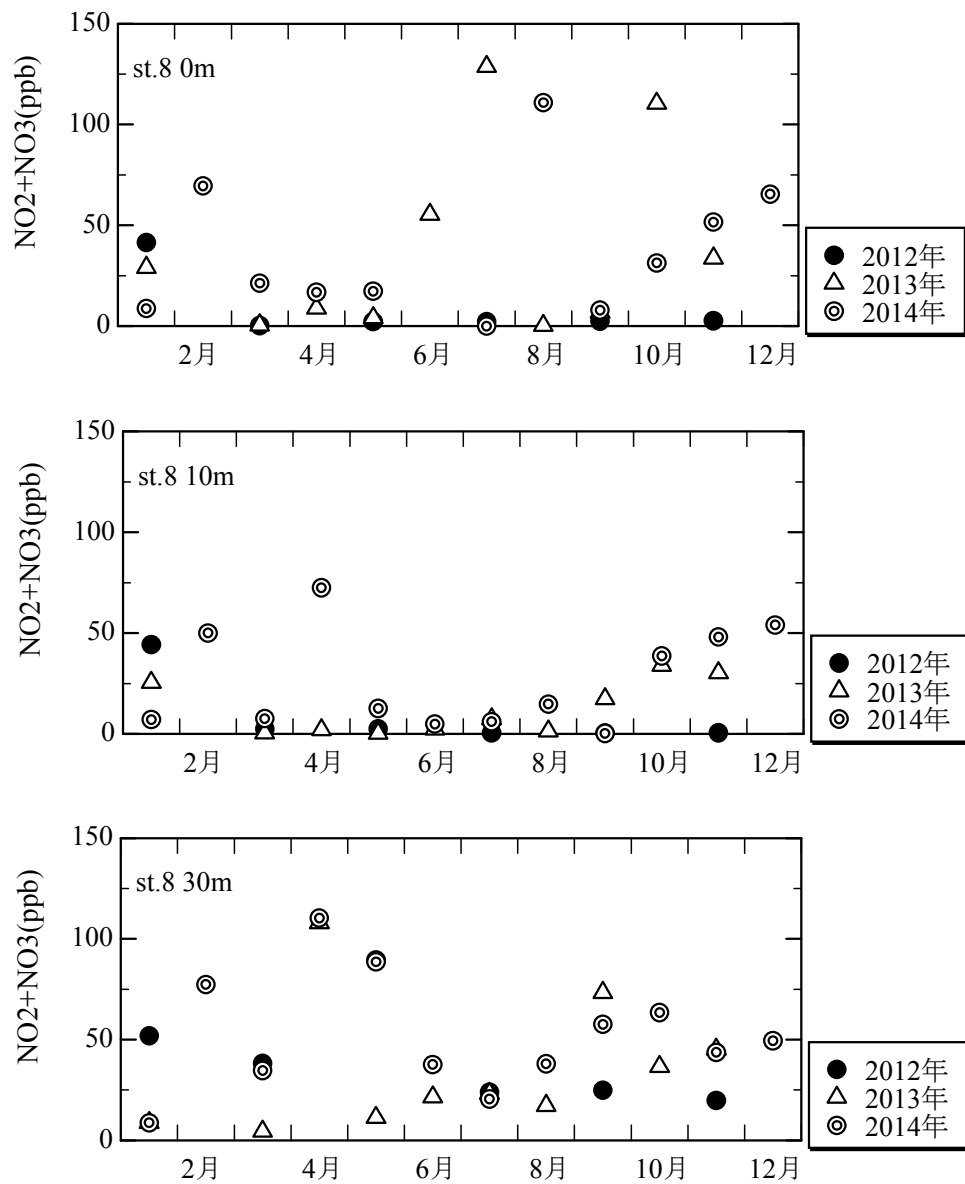


図 3-1-4 st.8 における震災後の DIN の季節周期

3-1-2 リン酸態リン

震災後のリン酸態リン（以下、DIP）の時系列を図 3-1-5 に示す。st.15（図 3-1-5 (a)）では、表層 0 m、底層 8 m において、2012 年は低濃度で推移しているが、2013 年から濃度が上昇し、最大値が 30 ppb (0.03 mg/l) であった。st.11（図 3-1-5 (b)）も同様に、2012 年は濃度範囲が 0~5 ppb であり殆ど一定の濃度であったが、2013 年は最大値が約 20 ppb となり、2014 年には最大値が約 40 ppb となっていた。st.8（図 3-1-5 (c)）では、表層 0 m において 2014 年までの濃度範囲は 0~10 ppb であり、大きな変化はなかった。また、中層 10 m は st.15 や st.11 と同様であったが、底層 30 m は他の層に比べて全体的に濃度が高いという傾向にあった。

同じデータを DIP の月別変動として 3 年分を重ね合わせると（図 3-1-6~3-1-8）、どの地点も表層と中層では冬場に高く、6 月に低くなる傾向が見られた。しかし、st.8（図 3-1-8）の底層では、逆の周期を示し、6 月頃に最も高くなる傾向が見られた。

以上から、st.8 の底層は DIP 濃度が他の地点・水深と異なる傾向を示したが、この原因としては、st.8 は水深が深いことから、太平洋からの海水の流入が影響している可能性が考えられる。

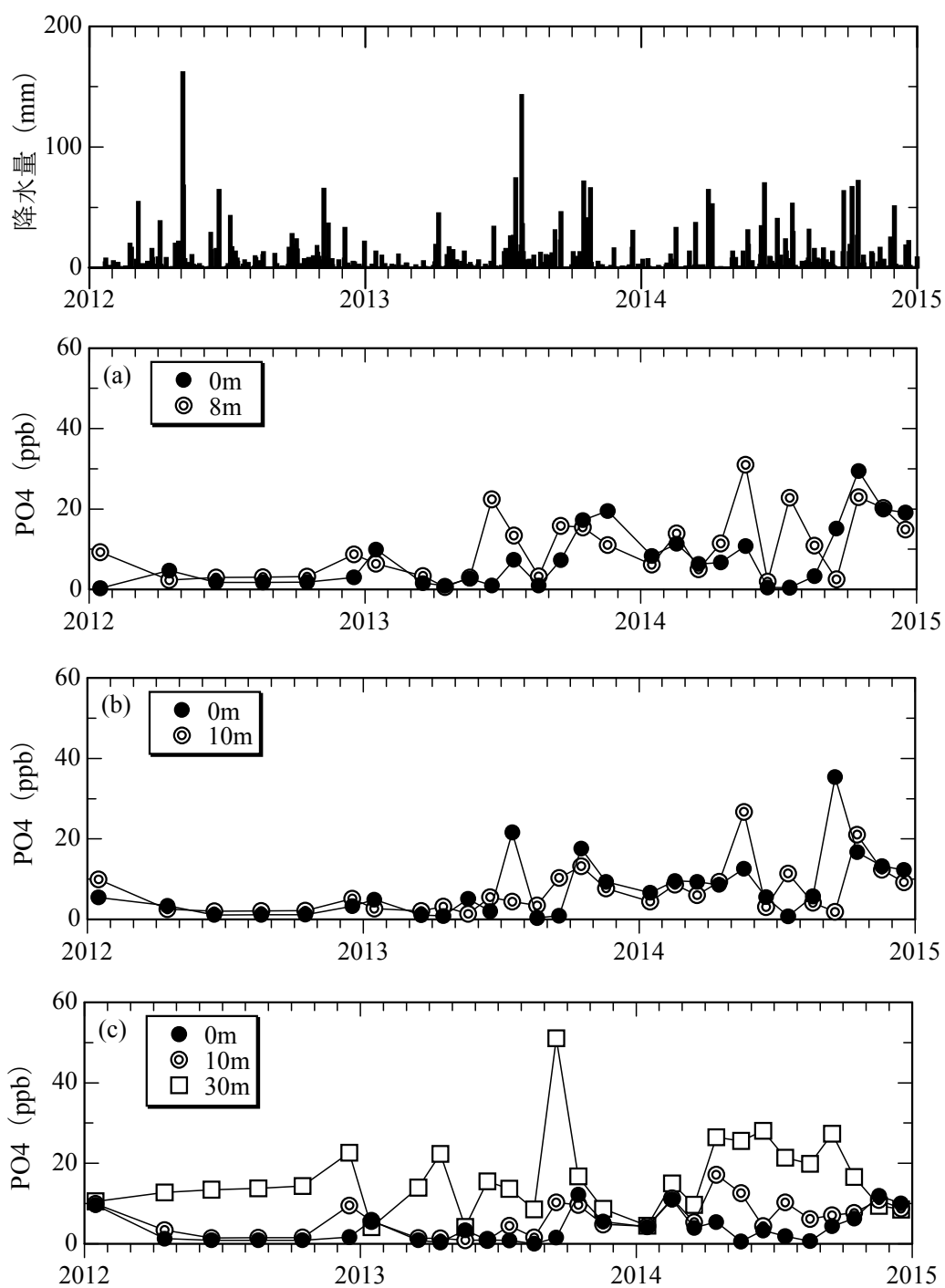


図 3-1-5 st. 15 (a), st. 11 (b), st. 8 (c) における震災後の DIP の時系列

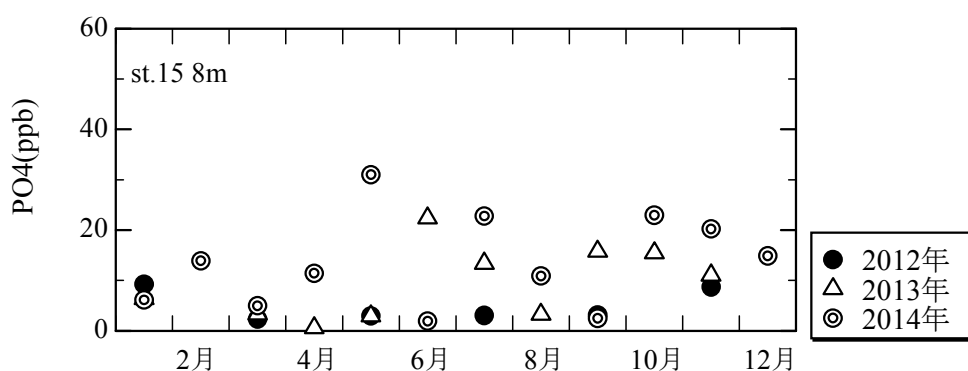
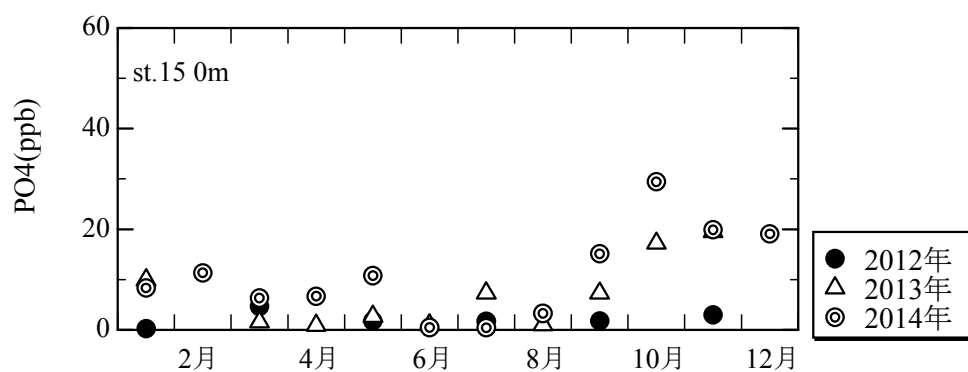


図 3-1-6 st. 15 における震災後の DIP の季節周期

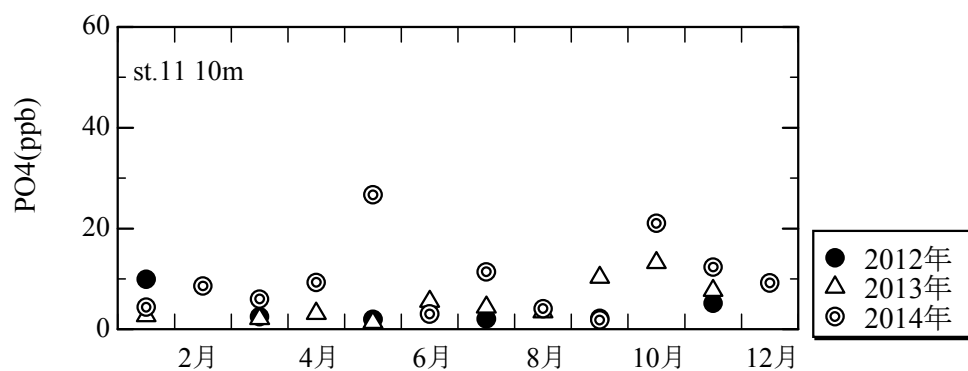
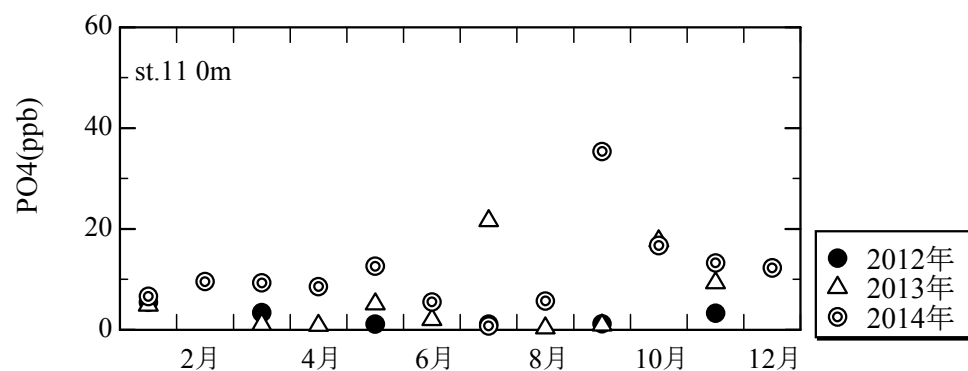


図 3-1-7 st. 11 における震災後の DIP の季節周期

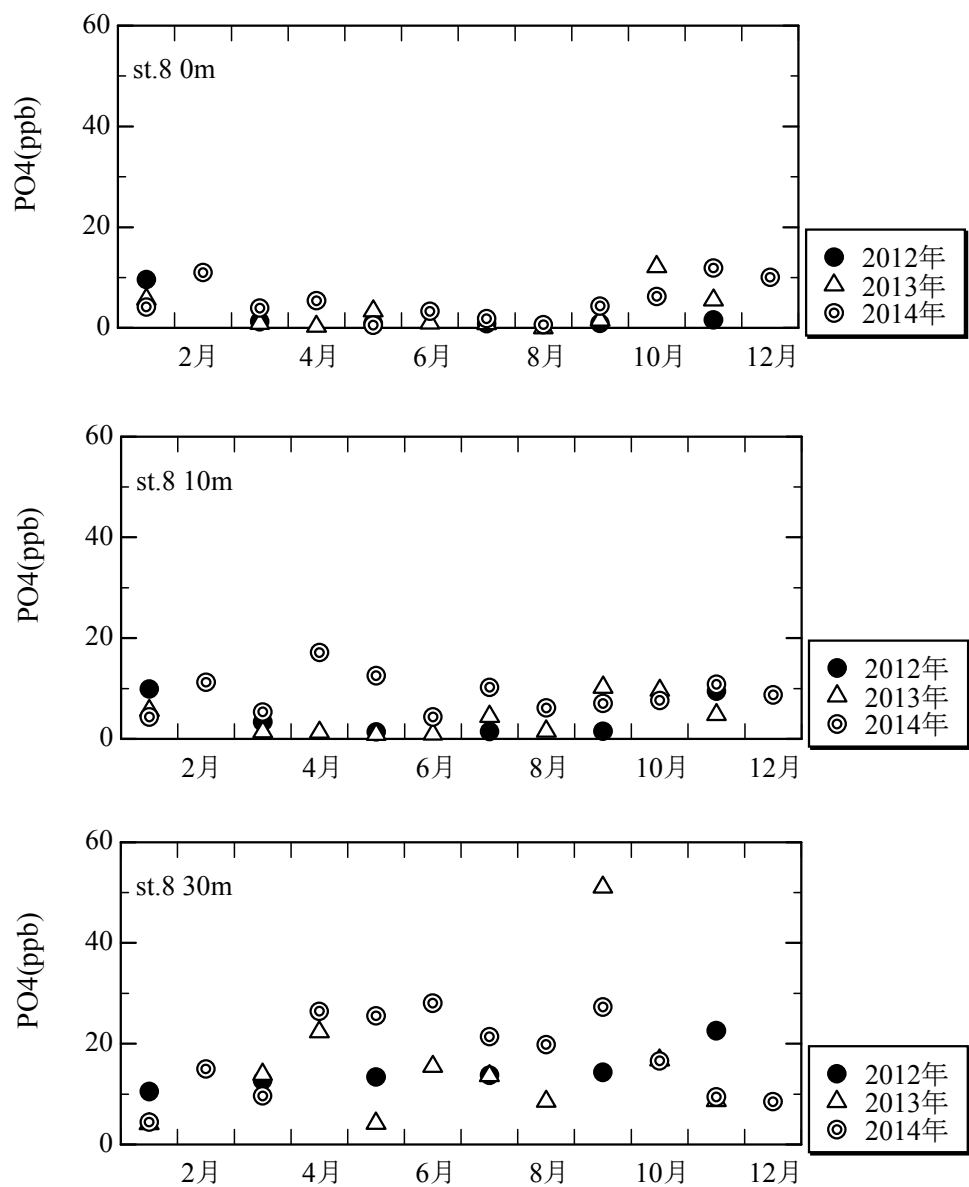


図 3-1-8 st. 8 における震災後の DIP の季節周期

3-1-3 N/P 比

震災後の N/P 比の時系列を図 3-1-9 に示す。海洋中の植物プランクトンは、太陽光を受け、二酸化炭素と栄養塩を使って光合成をするが、この時に植物プランクトンが取り込む窒素とリンの比率（レッドフィールド比）は、重量比で 7.2 である。この値は海洋中の植物プランクトンの生産において、重要な値である。この N/P 比が 7.2 より小さい場合、窒素制限となり、7.2 より大きい場合はリン制限となる。

N/P 比が 7.2 を大きく上回るのは表層であり、st.15（図 3-1-9 (a)）では 18%，st.11（図 3-1-9 (b)）では 29%，st.8（図 3-1-9 (c)）では 21 %のデータが上回った。一方、中層、底層ではどの地点も N/P 比は概ね 5 以下であった。以上より、全体的には窒素制限であると言える。ただし、2013 年以降の 6～8 月には表層で N/P 比が高くなる傾向にある。2013 年 6～8 月の表層の栄養塩濃度と N/P 比の詳細なデータを表 3-1-1 に示す。ここから、DIP は概ね低いいため、N/P 比が高い原因は、DIN が高濃度であることと考えられる。

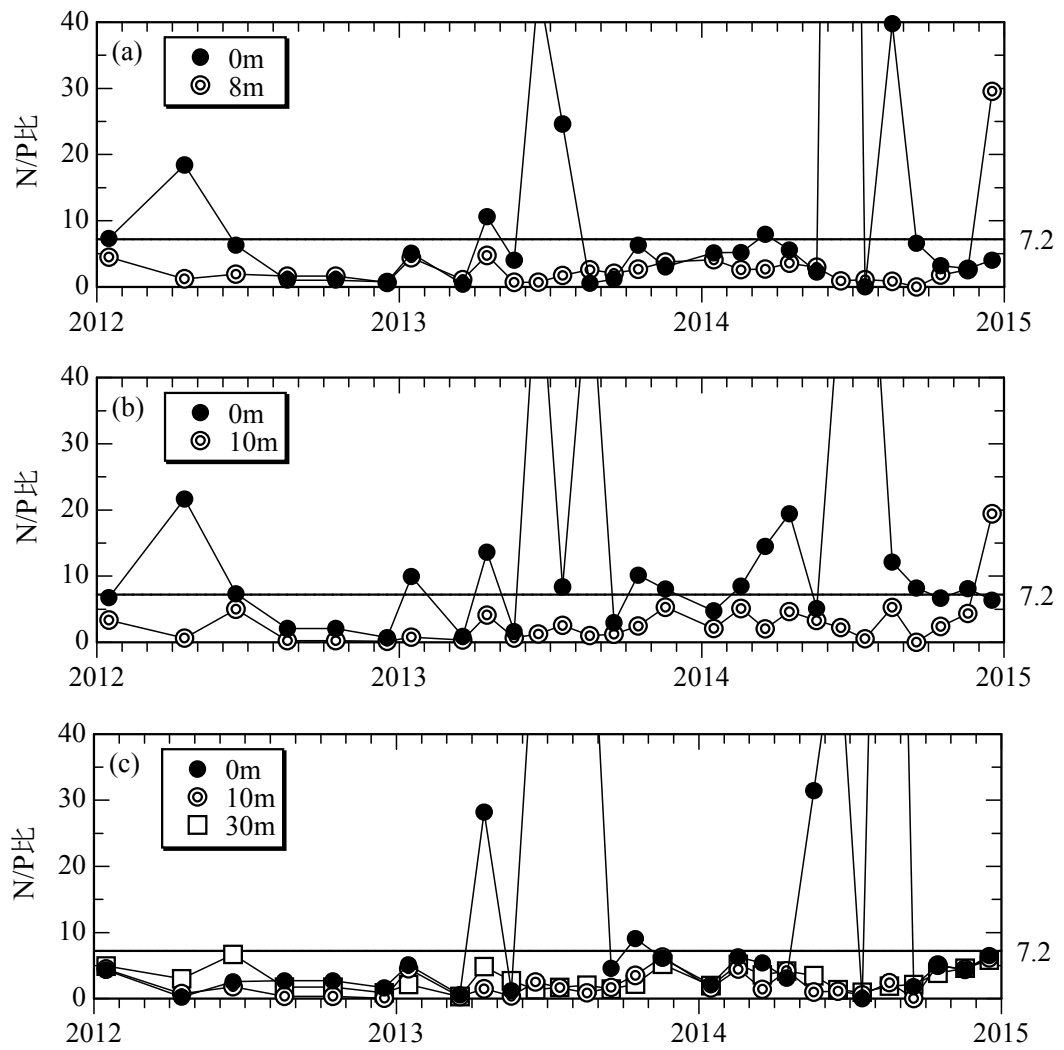


図 3-1-9 st.15 (a), st.11 (b), st.8 (c) における震災後の N/P 比の時系列

表 3-1-1 N/P 比が高い時の各地点の栄養塩濃度

日付	st	DIN	DIP	N/P 比
2013/6/20	15	45.35	1.00	45.35
	11	119.40	2.00	59.70
	8	55.40	0.95	58.32
2013/7/25	15	180.87	7.35	24.61
	11	180.89	21.62	8.37
	8	128.77	0.82	157.17
2013/8/27	15	0.55	1.00	0.55
	11	19.95	0.35	57.00
	8	0.30	0.00	
2014/6/9	15	139.75	0.50	279.50
	11	295.95	5.50	53.81
	8	189.45	3.30	57.41
2014/7/16	15	0.00	0.45	0.00
	11	58.15	0.75	77.53
	8	0.00	1.85	0.00
2014/8/12	15	131.25	3.30	39.77
	11	68.95	5.70	12.10
	8	110.90	0.65	170.62

3-2 震災後のクロロフィル濃度

津波後の Chl-a の季節周期を知るために、透明度水深までの Chl-a を平均し、2014 年 12 月までのデータをプロットした。2011 年 5 月～7 月は光量子データが無いため、2012～2014 年までの同じ月の透明度水深の平均値を採用した。

その結果、st.15 では（図 3-2-1）、2011 年の濃度範囲は 0～10 $\mu\text{g/l}$ であり、全体的に低かった。2012 年からはランダムに高濃度層が出現しており、季節的な傾向が掴みにくい。2012 年は 4 月には 209 $\mu\text{g/l}$ 、1、8、12 月に約 18 $\mu\text{g/l}$ のピークが発生していた。また、2013 年は、春、夏、秋に約 10 $\mu\text{g/l}$ のピークが生じており、2014 年は、夏から秋にかけて 20 $\mu\text{g/l}$ 前後のピークが見られた。

st.11（図 3-2-2）と st.8（図 3-2-3）は、全体的に似た傾向が見られた。2011 年と 2012 年には、3～4 月にピークが見られた。ピーク濃度は、st.11 で 18 $\mu\text{g/l}$ 、st.8 で 8 $\mu\text{g/l}$ であった。2013 年と 2014 年には、春のピーク以外に、8～10 月にもピークが出現しており、年間で現れるピークが 2 つになっていた。st.11 では、2013 年のピーク濃度は 6 $\mu\text{g/l}$ であり、2012 年より減少していたが、2014 年ではピーク濃度は 10 $\mu\text{g/l}$ 前後となっており、上昇していた。st.8 では、2013 年のピーク濃度は春、夏に約 5 $\mu\text{g/l}$ であり、2014 年では、春に 15 $\mu\text{g/l}$ 、夏に 6 $\mu\text{g/l}$ であった。

以上より、湾奥は Chl-a が年間を通じて比較的濃度が高いことから、水が滞留している可能性が示唆される。また、st.11、st.8 のどちらの地点も、2012 年は春にピークが生じていたが、2013 年にはピーク濃度が低下し、夏場にもピークが生じるという傾向があった。また、2014 年は他の年に比べ、全体的に濃度が上昇していた。

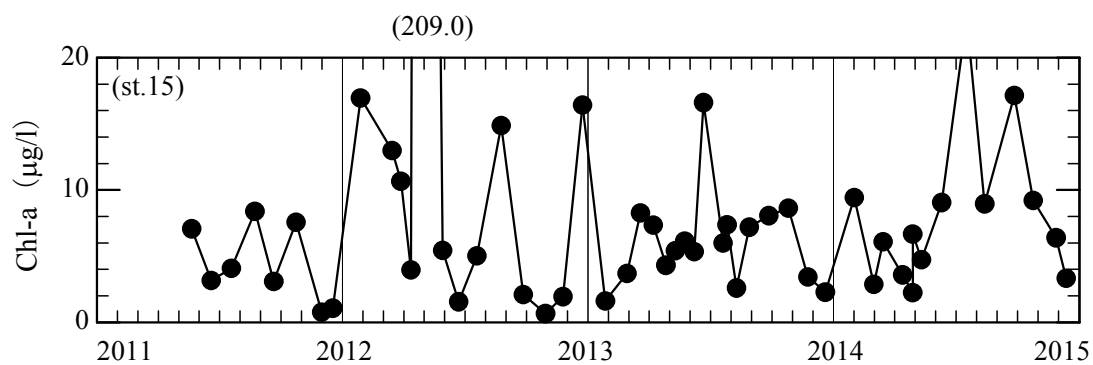


図 3-2-1 st. 15 の Chl-a の年間変動

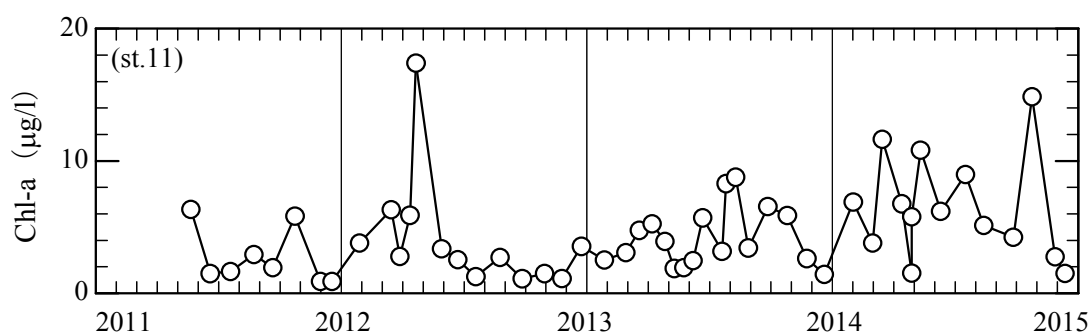


図 3-2-2 st. 11 の Chl-a の年間変動

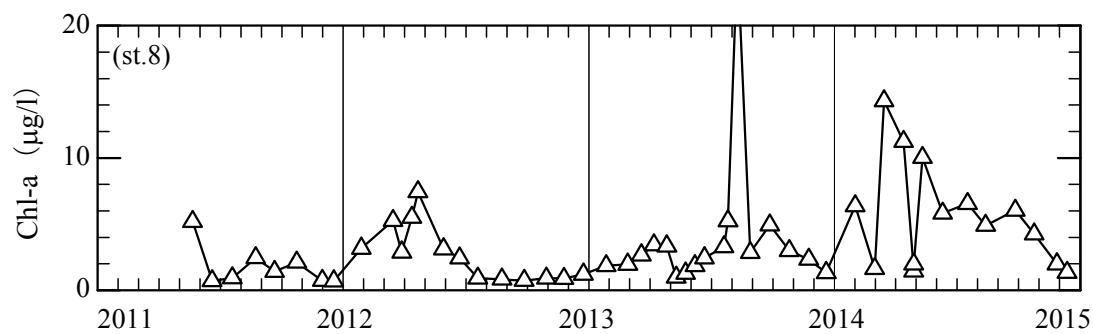


図 3-2-3 st. 8 の Chl-a の年間変動

3-3 震災前後の比較

3-3-1 栄養塩

気仙沼水産試験場の過去の水質データを用いて、震災前後での栄養塩の変化を考察した。それぞれの年の年平均濃度を求め、プロットした。尚、2011年は津波が発生する前の1, 2月のみの平均値となっている。また、水産試験場の観測地点は、本研究のst.15, 12, 8の地点であり、本研究はst.15, 11, 8の地点で栄養塩の観測を行っている。この研究では、水産試験場のst.12 (0m, 15m) と、本研究のst.11 (0m, 10m) をほぼ同じ地点として比較を行った。

震災前は、st.15 (図 3-3-1 (a)) の表層と st.11 (図 3-3-1 (b)) の表層では、DIN が1985年から表層の濃度が減少し、1995年には約40 ppbとなり安定している。これは1976～1987年にかけて湾奥部のヘドロ浚渫が行われ、水質汚濁防止法による汚濁負荷量の軽減及び、1984年に公共下水道の供用が開始されたことが原因であると考えられる(伊藤, 2009) (環境省, 2010)。st.15, st.11の底層(8m, 10m)と、st.8 (図 3-3-1 (c)) の各層は、濃度は概ね一定であり、大きな変化は見られなかった。DIPについては(図 3-3-2), 3地点の各層で、1995年からの濃度低下が見られた。

震災前後で比較したところ、DINは、st.15, st.11の底層、st.8の表層、中層(10m)では、震災直後には濃度がそれぞれ10 ppb, 30 ppbほど低下しているが、徐々に上昇していることが分かった。また、st.8の底層では、震災前後での大きな変化は見られなかった。DIPは、震災直後ではどの層も濃度が低下しており、特に表層、中層(10m)の変化が著しい。しかし、その後の毎年の平均濃度は徐々に上昇している傾向にあった。

N/P比について(図 3-3-3)、震災前はどの層においてもN/P比が7.2を下回り、窒素制限であった。一方、震災後は、表層では、DINが上昇し、DIPが低下したことから、N/P比が約5.0高くなっていた。同じ閉鎖性内湾である東京湾では、1999～2002年にN/P比が約11.25～135であることから、震災後も気仙沼湾はN/P比が低い湾であることが分かる。特にst.15, st.11は2014年にN/P比が7.2を上回ったことから、環境の変化が示唆される。

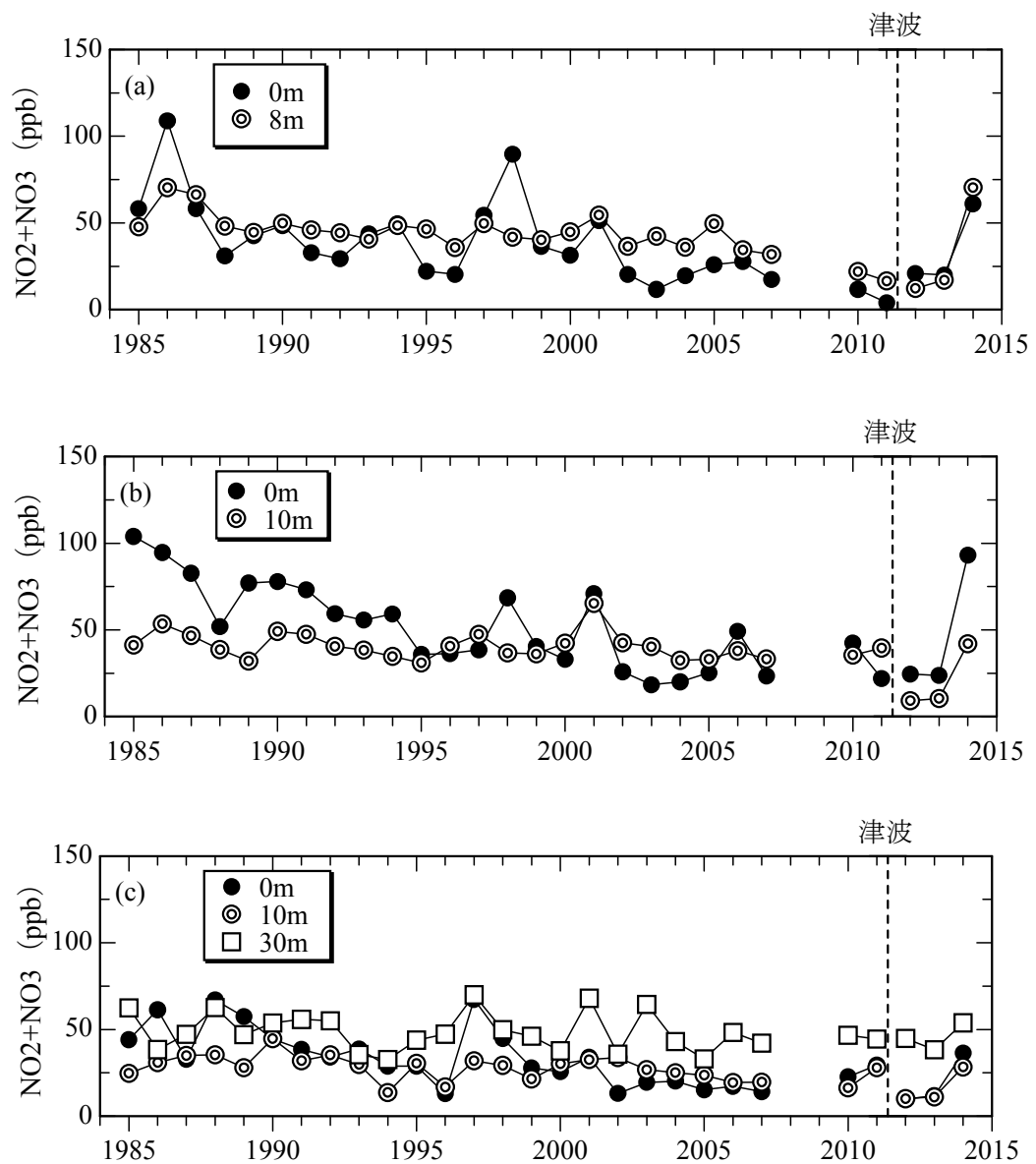


図 3-3-1 st. 15 (a), st. 11 (b), st. 8 (c) における DIN の年間変動

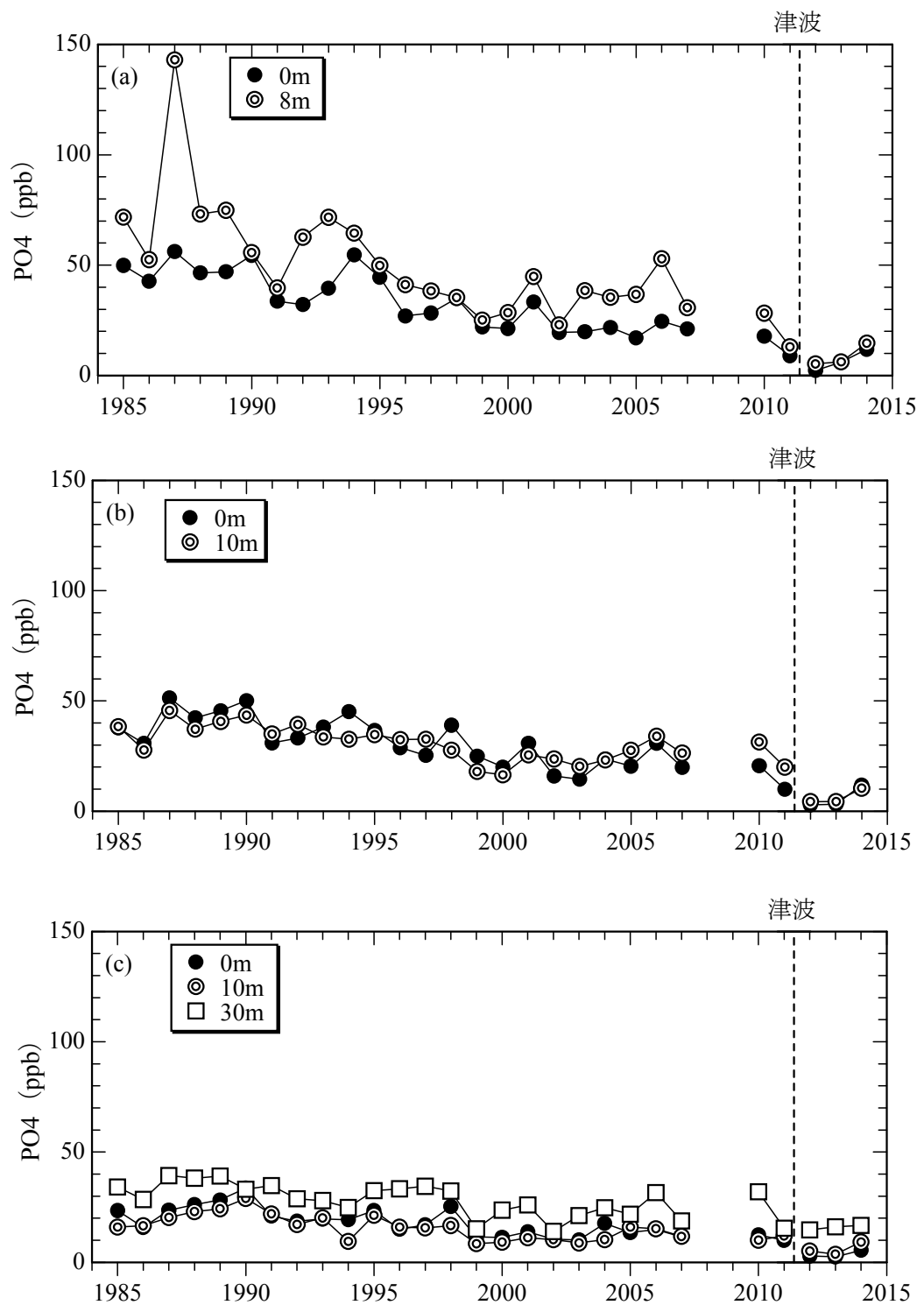


図 3-3-2 st. 15 (a), st. 11 (b), st. 8 (c) における DIP の年間変動

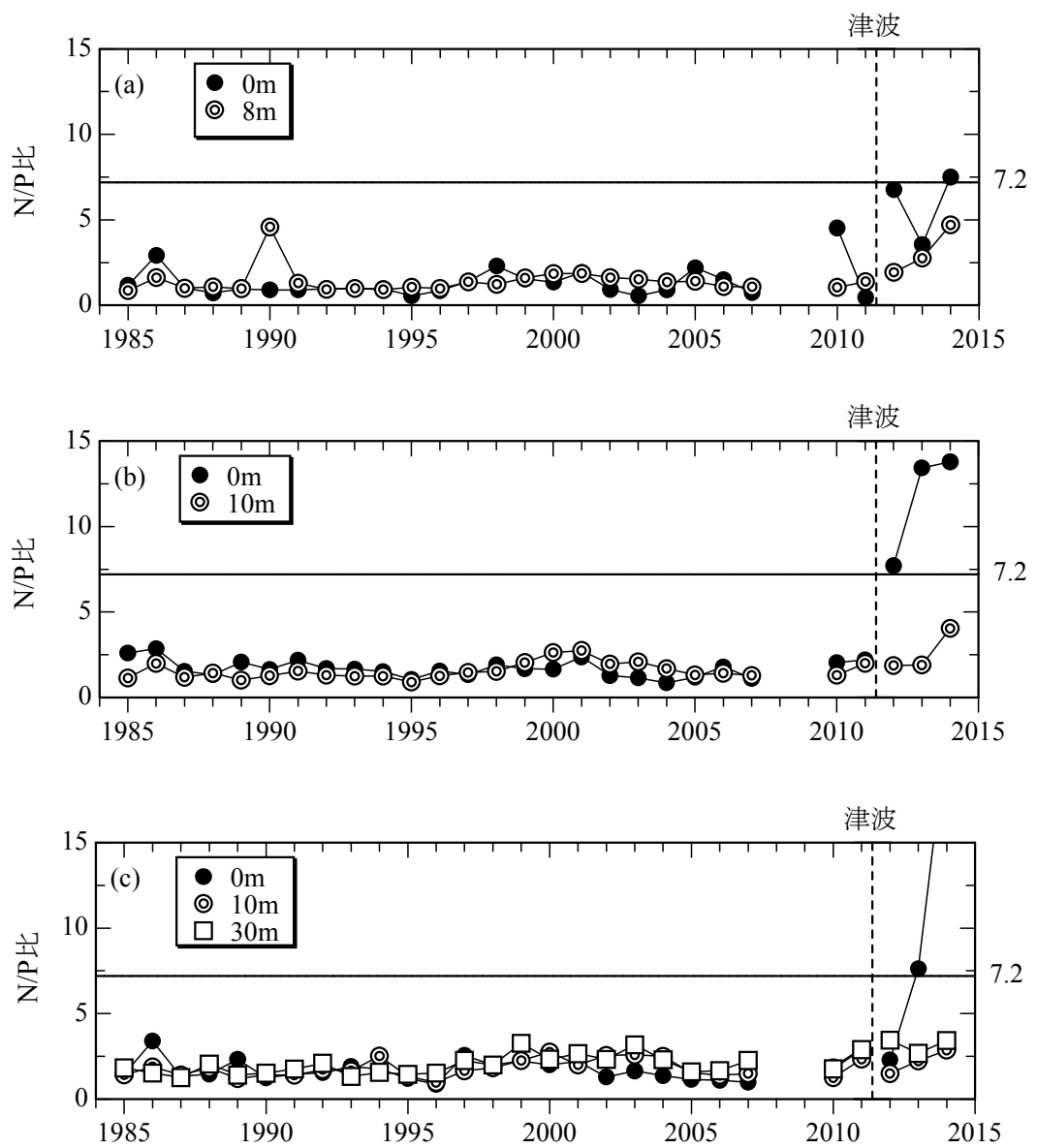


図 3-3-3 st. 15 (a), st. 11 (b), st. 8 (c) における N/P 比の年間変動

3-3-2 震災前のクロロフィル濃度の推定

本研究では、2013 年から透明度の測定を行い、透明度と Chl-a の平均値との相関と求めた。Chl-a は透明度までの平均値である。また、大きな赤潮が発生した際のデータは、その値に依存してしまうため、採用しなかった。その結果、以下の式が得られ、良い相関が得られた（図 3-3-4）。

$$\ln(\text{Chl}) = -0.131D + 2.129$$

$$R^2 = 0.7592$$

また、この式の再現性を確認するために、環境省のヘルシープラン事業における水質データを用いた。ヘルシープラン事業では、透明度の観測は行っていなかったため、気仙沼水産試験場の近い地点の透明度データを用いて、Chl-a の透明度平均を求めた。その結果、概ね再現することが出来た（図 3-3-5）。

津波前後の Chl-a の季節周期をプロットした。プロットしたデータは、各年のデータを月毎に平均した値である。また、震災前後の比較は、大きなピークがあまり発生しない st.11、st.8 の 2 地点で行った。

その結果、st.11 では（図 3-3-6）震災前は 7、8 月にピークが生じるという傾向であった。震災後は、2012 年に春先にピークが生じ、季節周期が変化したように思える。しかし、2013 年には春には大きなピークは生じず、震災前と似た傾向が見られた。2014 年は濃度のばらつきが大きく、特徴的な傾向は掴めなかった。

st.8 では（図 3-3-7）震災前は、st.11 と同様に 7、8 月にピークが生じるという傾向であった。また、震災後も同様に、2012 年は春先にピークが生じ、季節周期が変化したが、2013 年は震災前と似たような傾向であった。しかし、2014 年には春先にピークが生じており、2012 年と似たような傾向であったが、年々夏場の濃度が高くなっていた。

さらに、震災前後の Chl-a を年間平均したところ（図 3-3-8）、2 地点とも大きな変化はなく、2014 年に上昇する傾向にあった。以上より、津波の影響は年間の平均濃度ではなく、季節的な出現パターンの変化として現れた可能性が示唆される。

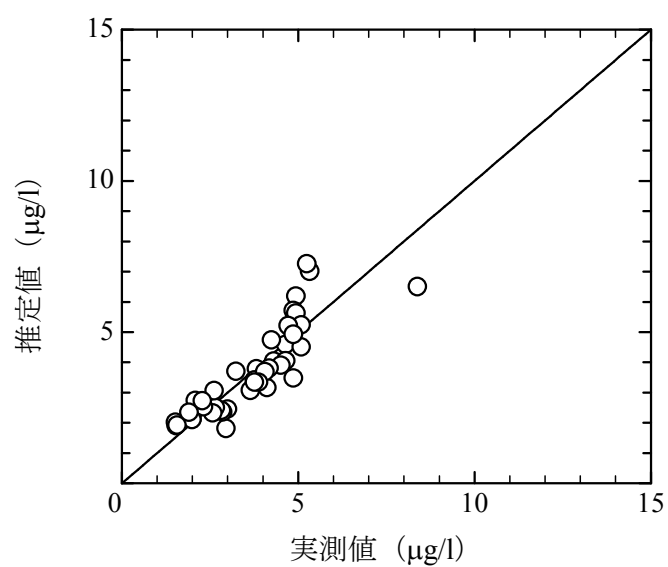


図 3-3-4 実測値と透明度から求めた Chl-a の推定値の関係（水産試験場）

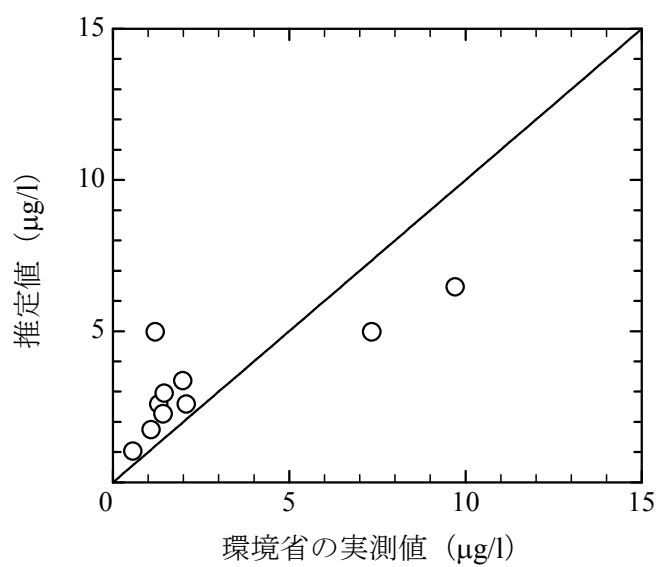


図 3-3-5 実測値と透明度から求めた Chl-a の推定値の関係（環境省）

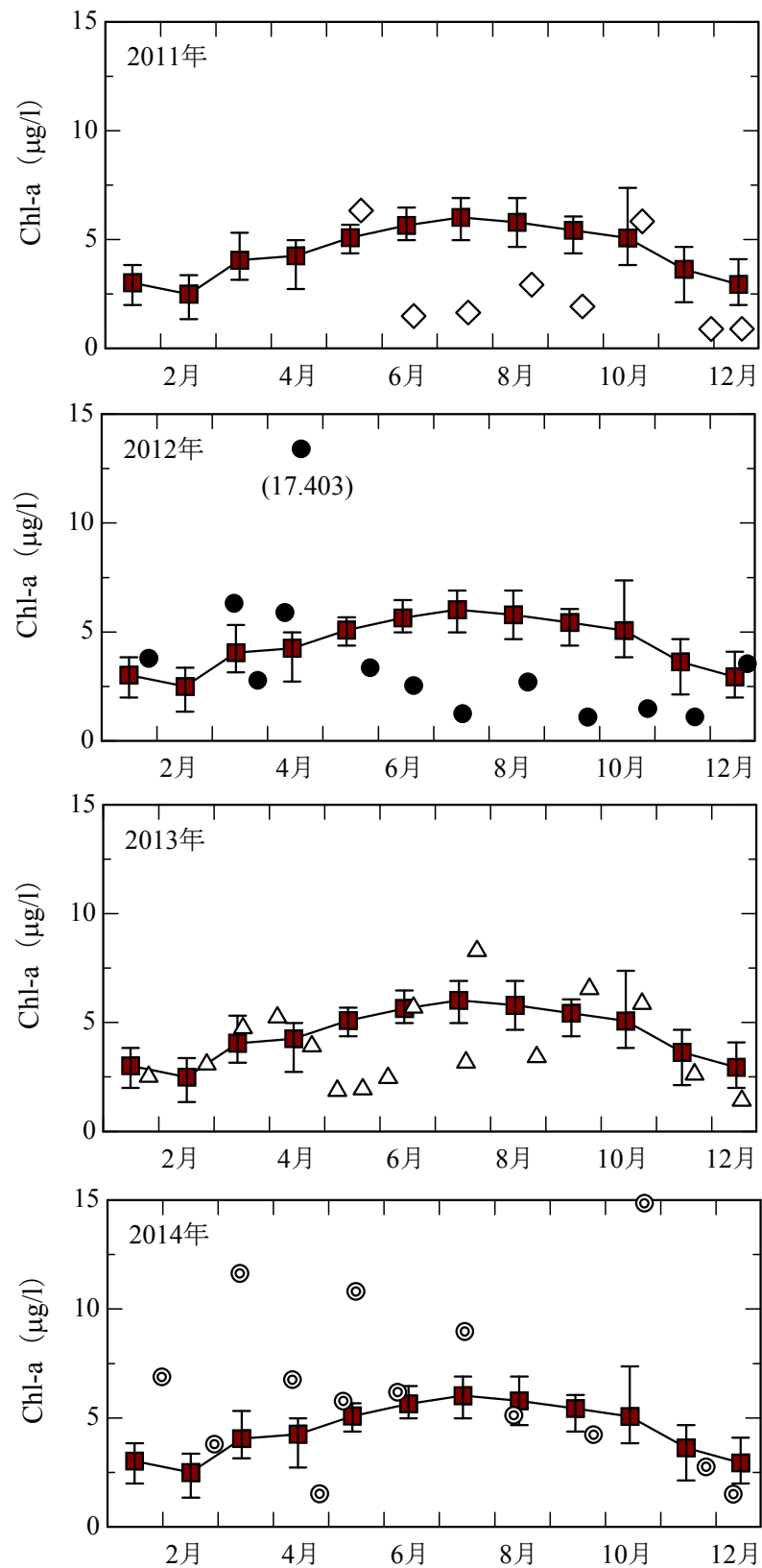


図 3-3-6 震災前後の Chl-a の季節周期 (本研究 st. 11)

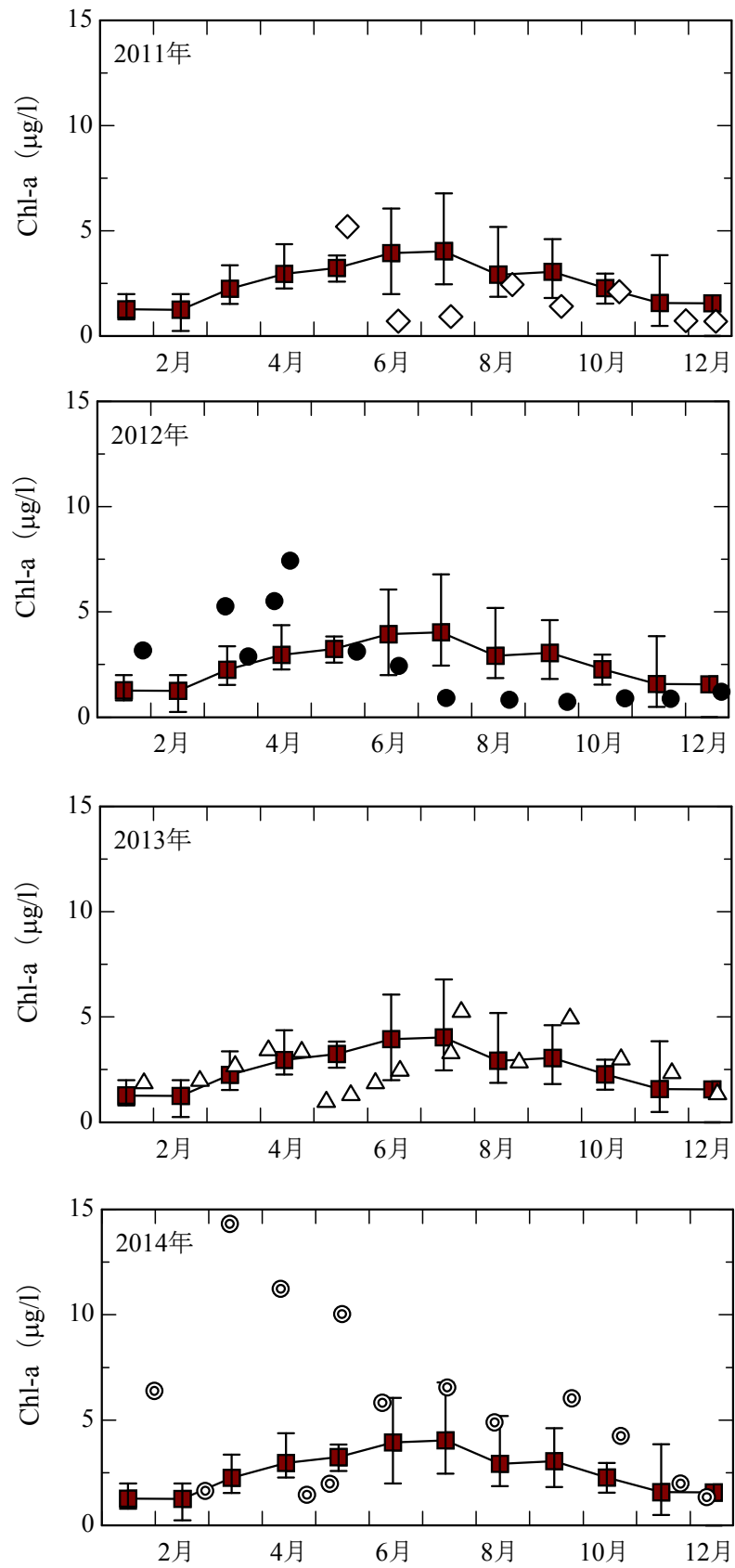


図 3-3-7 震災前後の Chl-a の季節周期 (st. 8)

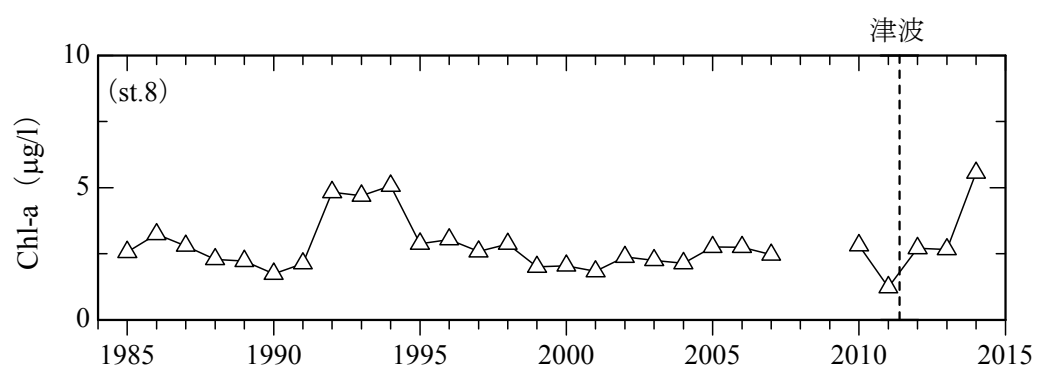
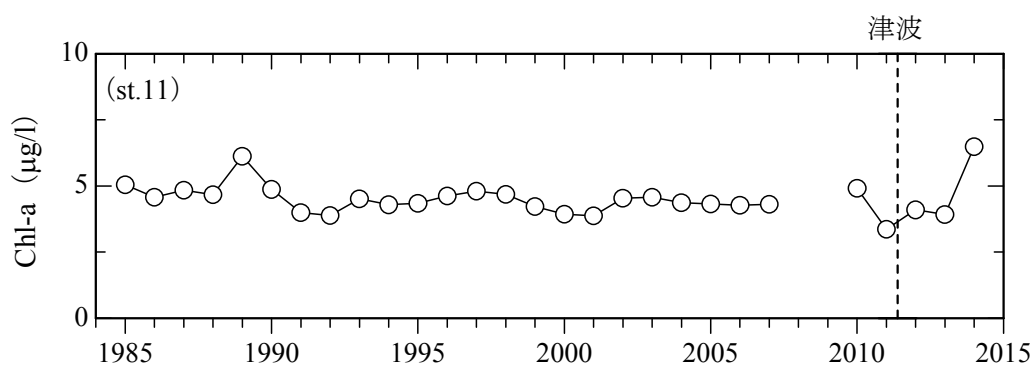


図 3-3-8 震災前後の Chl-a の年間変動

3-4 考察

2011 年は Chl-a が低濃度であり、春にピークが生じていた。また、2012 年は DIN, DIP が津波前より低濃度であった。さらに Chl-a のピークが春に生じており、2011 年の傾向と似ていたことから、津波により、湾内の海水が洗い流されたことにより、栄養塩濃度が低下し、Chl-a の季節周期が変化したと考えられる。

2013 年は、DIN, DIP はまだ低濃度であったが、Chl-a は春のピークは低下しており、夏にもピークが生じていた。さらに、2014 年には、DIN, DIP, Chl-a の濃度が徐々に高くなっており、DIN, Chl-a は津波前の濃度より上昇していた。また、Chl-a の周期は 2013 年と同様に春、夏に生じていた。

以上より、2011 年と 2012 年は津波により海水・底泥が一掃されて水質が清浄になったが、その後、徐々に陸域からの負荷が湾内に滞留するようになった可能性が考えられる。さらに、湾奥 (st.15, st.11) の表層、中層では大島瀬戸より栄養塩濃度が高く、特に st.15 では Chl-a がたびたび高濃度になっていた。これは、湾奥は閉鎖性が強いので、物理的に海水が滞留しやすく、静穏な海域なので植物プランクトンの増殖に適している場所であることが原因であると考えられる。

ここから、津波前後の湾内の流動特性や、海水交換率について解析し、水質調査結果との関連性を考察する必要がある。

第四章 三次元流動シミュレーション

本章では，三次元流動シミュレーションを用いて，津波前後での流動の違い，気仙沼湾における海水交換について考察する．津波前後で地形データを変え，流入条件，初期条件を全く同じにした状態で計算を行う．

4－1 精度検証

4－1－1 地形図作成

海上保安庁の発行の震災前の海図（W1099，気仙沼湾，平成 22 年 1 月 21 日発刊）と，震災後の海図（W1099，気仙沼湾，平成 24 年 11 月 22 日発刊）をそれぞれ用いて，等値線や水深データをデジタイザーで読み取り，地形データを作成した．この地形データから等高線・3D 地表マップ作成ツール Surfer10 を使用して，補間計算を行い，計算格子を作成した．補間方法は Kriging 法である．

気仙沼湾の狭窄部は幅が約 250 m，湾口部は 460 m であり，舞根湾の湾口部の幅は 140 m である．安定した数値計算をする上で，格子数は 10 個程度あることが望ましいため，気仙沼湾，舞根湾の領域の水平格子サイズを 20 m 格子とした．また，開境界部分は 10880 m，18240 m であり，計算の負担を減らすために水平格子サイズを 320 m 格子とした．これらの設定を考慮して，計算領域の Domain 分割を行った（図 4-1-1）．補間後の地形グリッド図を図 4-1-2 に示す．補間計算による海底水深の誤差は，毎月行っている水質調査の際の水深データをもとに修正した．

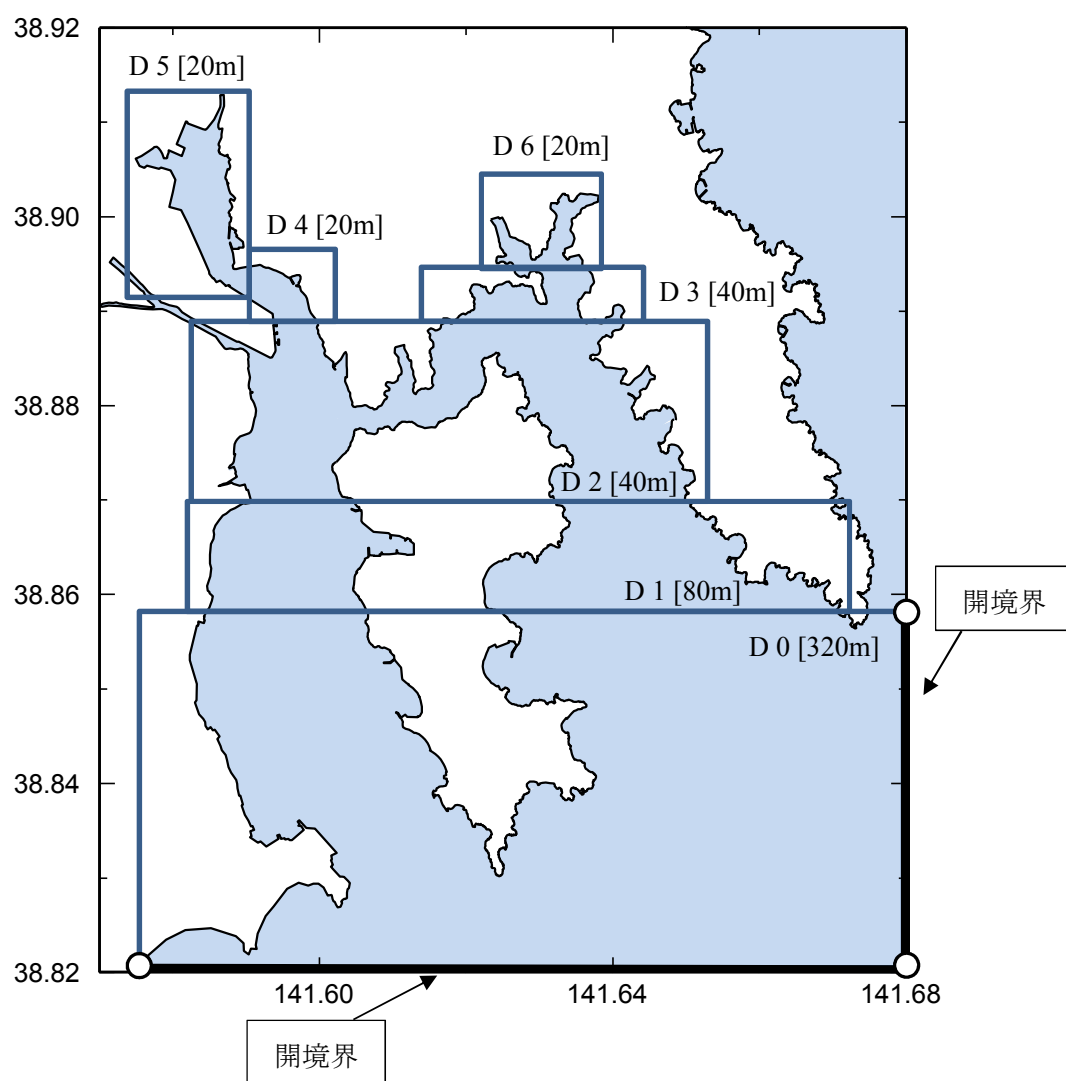


図 4-1-1 計算領域の Domain 分割

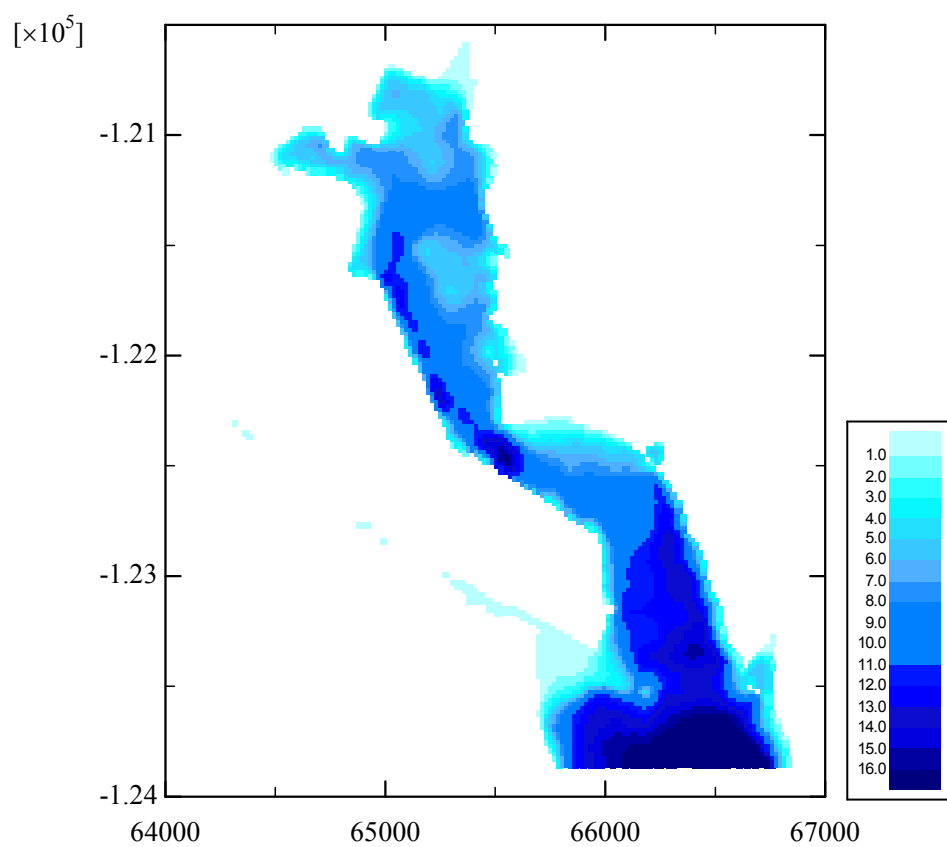
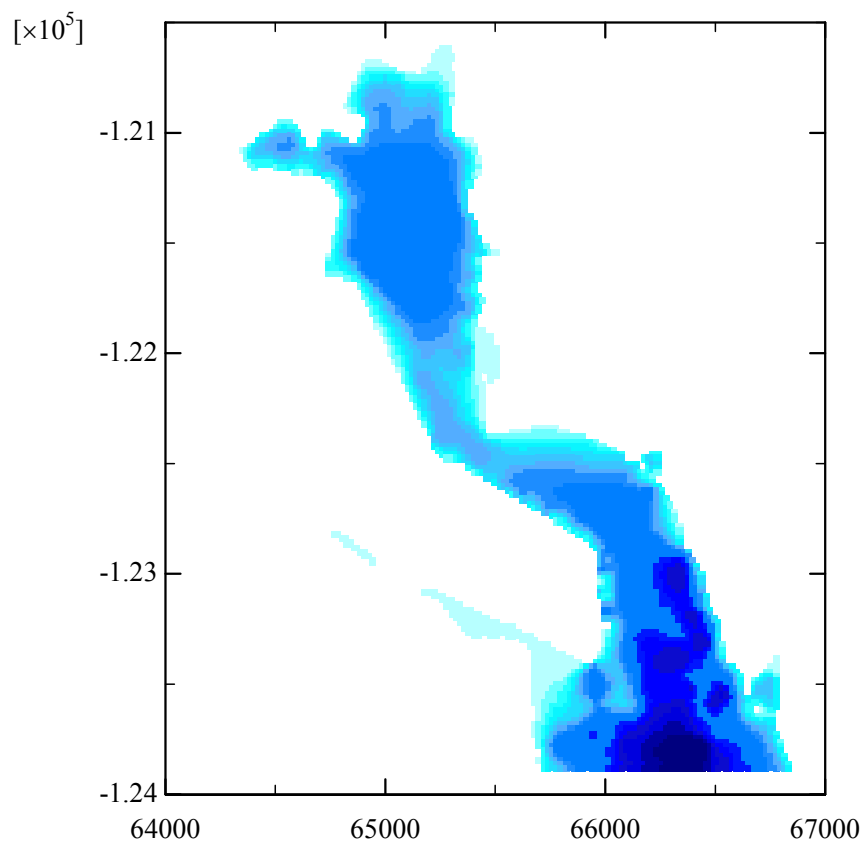


図 4-1-2 震災前（上），震災後（下）の地形グリッド図

4-1-2 初期条件

① 潮位

計算領域の開境界から与える潮位は、ナウファス（国土交通省港湾局 全国港湾海洋波浪情報網）の宮城北部沖の潮位と同じものとした（図 4-1-3）。しかし、国土交通省のデータは、計算期間における潮位データが存在しなかったため、潮位の波形が酷似している気象庁の宮城県石巻市鮎川浜のデータ採用した（図 4-1-4）。鮎川浜は、宮城北部沖から約 55km 離れた場所に位置する。

② 気象

入力する気象データとして、風速、風向、気温、雨量、大気圧、湿度、短波放射が必要である。大気圧は本研究で舞根湾に設置している大気圧計のデータを採用し、他のデータは気象庁アメダスのデータを採用した。風速、風向、気温、雨量は気仙沼市のデータを用いた。湿度は大船渡市特別地域気象観測所のデータを用いた。短波放射は各県の県庁所在地のデータしか存在しないので、仙台管区気象台のデータを用いた。これらのデータを 60 分ピッチで与えた。

③ 河川流入

表層のエスチュアリー循環を再現させるため、大川、鹿折川からの淡水を 10 分ピッチで流入させた（表 4-1-1）。大川の流量は、上流に設置してある水位データから、水位流量曲線より推定した。計算期間の平均流量は、2014 年 7 月は 1.81~1.87 であった。また、鹿折川の流量は、水位計のデータが存在しないので、大川との流域面積比により算出した。大川と鹿折川の面積比は 21 : 5 であるので、大川の平均流量の約 23.8%とした。

④ 計算期間

計算を行う計算期間は 2014 年 7 月 25 日~30 日（7 月大潮）、7 月 31 日~8 月 4 日（7 月小潮）である。入力データを図 4-1-5、4-1-6 に示す。



図 4-1-3 宮城北部沖，鮎川浜の位置

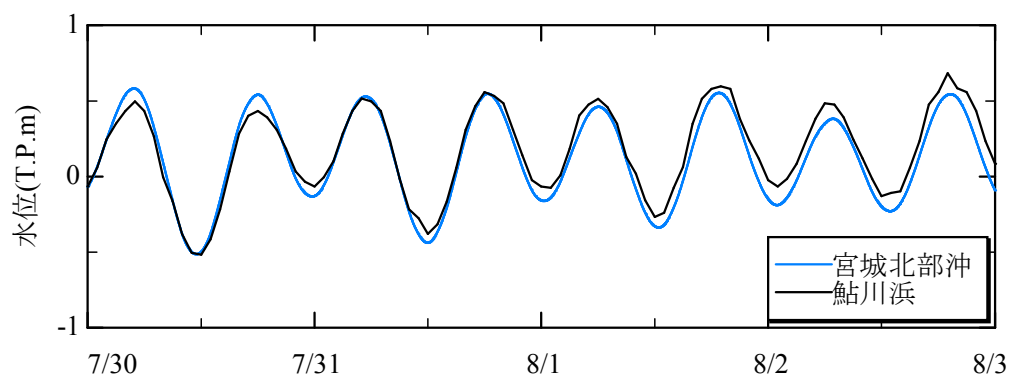


図 4-1-4 宮城北部沖，鮎川浜の潮位

表 4-1-1 河川流入量

計算期間		河川流量 (m ³ /s)	
		大川	鹿折川
2014/7/25～30	大潮	1.869	0.445
2014/7/31～8/4	小潮	1.810	0.431

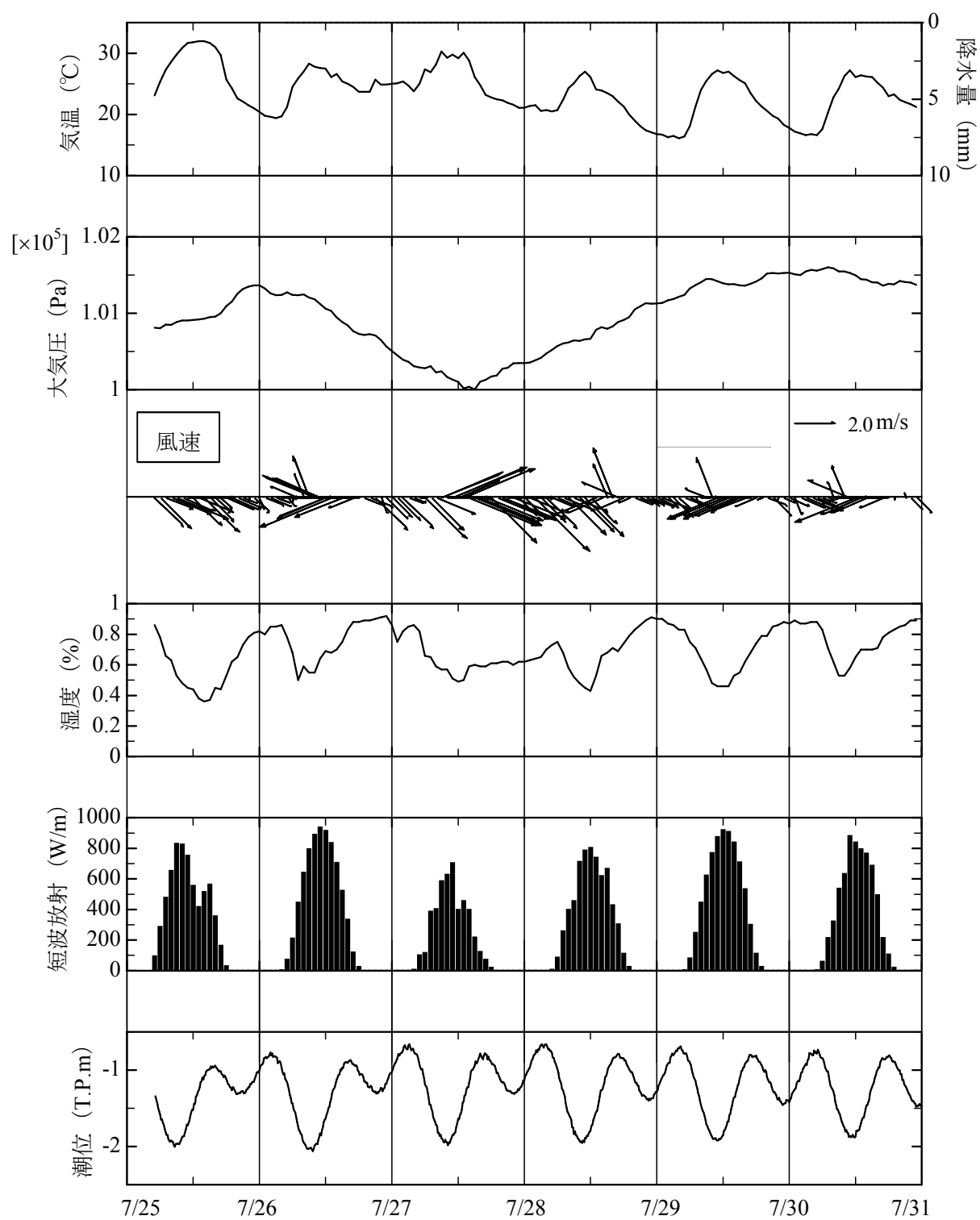


図 4-1-5 7 月大潮の流入データ

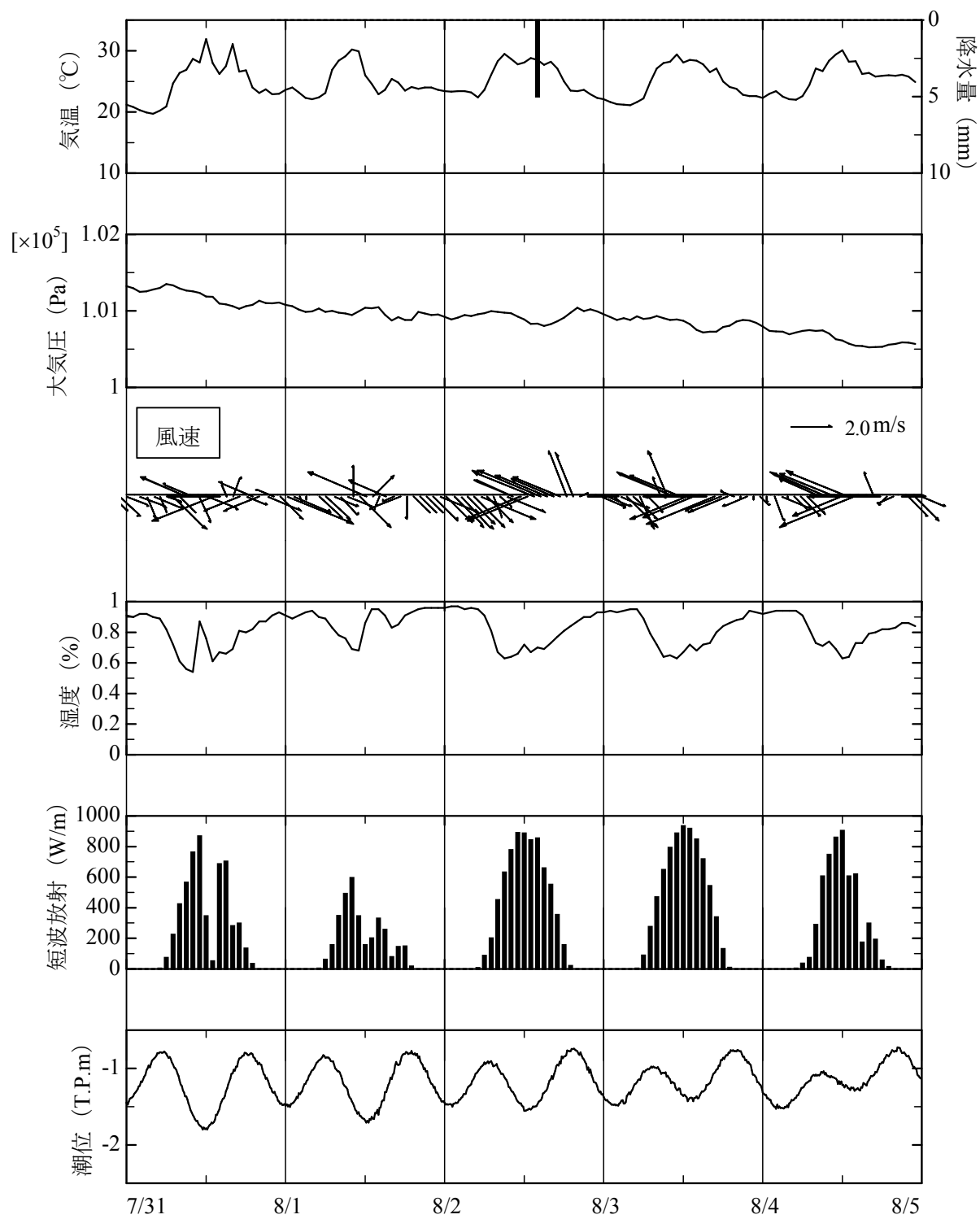


図 4-1-6 7 月小潮の流入データ

4-1-3 水位・流速の再現性

st.8 (大島瀬戸) に設置した ADCP の流速データ、水位データを用いて再現性のチェックを行った。検証を行った水深は、5m, 10m, 15m, 20m の4水深である。

大潮の東方流速 (図 4-1-7) と、北方流速 (図 4-1-8) , また小潮の東方流速 (図 4-1-9) と、北方流速 (図 4-1-10) について、水深 5m と 10m の流速の再現性はあまり良くなかった。15m と 20m は周期性は概ね合っているが、例えば 7/27 などは 2 倍程度のずれが生じていた。つまり全体的に再現性はあまり良くないと言える。

ここで、流速を潮流成分と残差流成分 (恒流) に分けた。残差流は生データを 12.5 時間移動平均した値であり、以下の式で求めた。

$$v = v' + \bar{v}$$

v は流速、 v' は潮流成分、 \bar{v} は残差流成分である。

まず、残差流の再現性について述べる。大潮・東方流速 (図 4-1-7) で再現性が低かった 7/27 は、実測の残差流は水深 5 m で 50 mm/s を超えているが、計算値は 0~10 mm/s である。また、7/29 は実測が最大で -50 mm/s であるが、計算は 0~-10 mm/s となっている。この傾向は、他の水深や小潮でも同様であった。つまり、残差流成分は実測値で大きく、計算値では常に小さいことが分かった。

次に、潮流の再現性について述べる。大潮・東方流速 (図 4-1-15) においては、7/27 のレンジの再現性が低い部分があったが、他の期間においては再現性が良く、北方流速 (図 4-1-16) においても再現性が良かった。小潮・東方流速では、比較的どの層においても再現性が良く (図 4-1-17) , 北方流速では、5m, 10m でときおり誤差があるが、概ね再現することが出来た (図 4-1-18) 。

そこで、潮流成分の誤差を評価するために、一潮汐 (12.5 時間) の平均流速を求め、再現性を確かめた。大潮・東方流速では (図 4-1-19) , 7/28 以降からどの層も概ね再現することが出来た。また、10m 以外の各層の平均誤差は約 30% であった (表 4-1-2) 。なお、水深 10m 付近はときおり誤差が大きかったが、これは表層と底層で流れの傾向が変化しており、その変化点に位置しているために、再現性が低くなりやすいと考えられた。北方流速では (図 4-1-20) , どの層においても再現性が良かった。

以上より、本モデルでは残差流成分の再現性は低かったが、潮流成分は概ね再現することが出来ていると考えられる。残差流成分の再現性については、残差流は沖合を流れる黒潮・親潮の影響を受けるが、本モデルでは沖合の恒流の影響を考慮していない。また、気圧配置の影響により水面勾配ができ、流れの長周期成分が形成され则认为られるが、このような効果も本モデルでは導入していない。本モデルは沖合の潮位変動と河

川流入のみを駆動力としているため、潮汐残差流の再現性が著しく悪かったと考えられる。

しかし、本研究では、震災前後で初期条件、流入条件を統一し、地形変化が海水交換に及ぼす影響を考察することが目的である。このとき、少なくとも潮汐流の再現性が高ければ、検討は可能であると言える。したがって、気象条件を揃える仮想計算として、本モデルは十分な精度を有していると判断した。

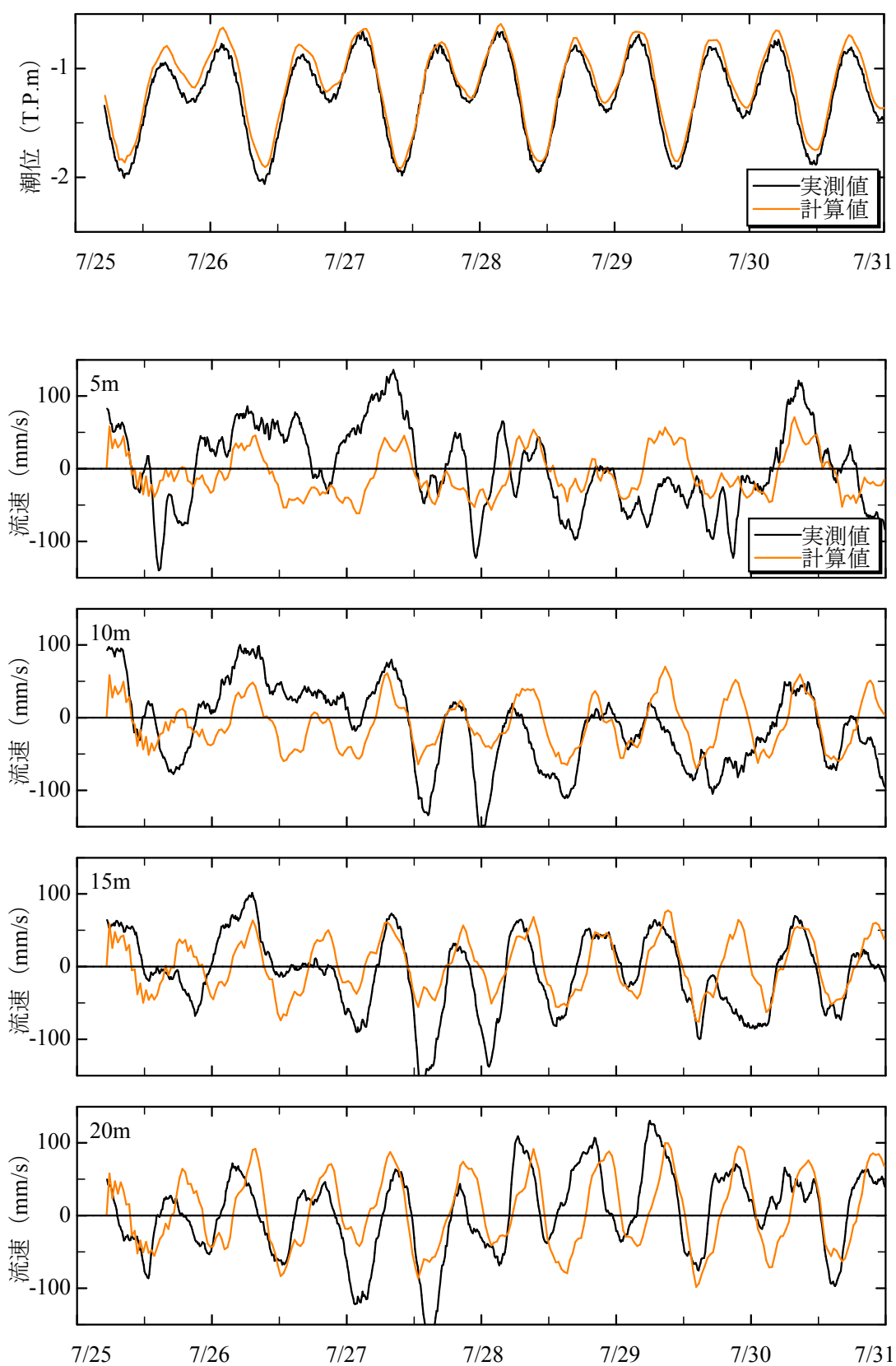


図 4-1-7 東方流速の再現性 (7 月大潮)

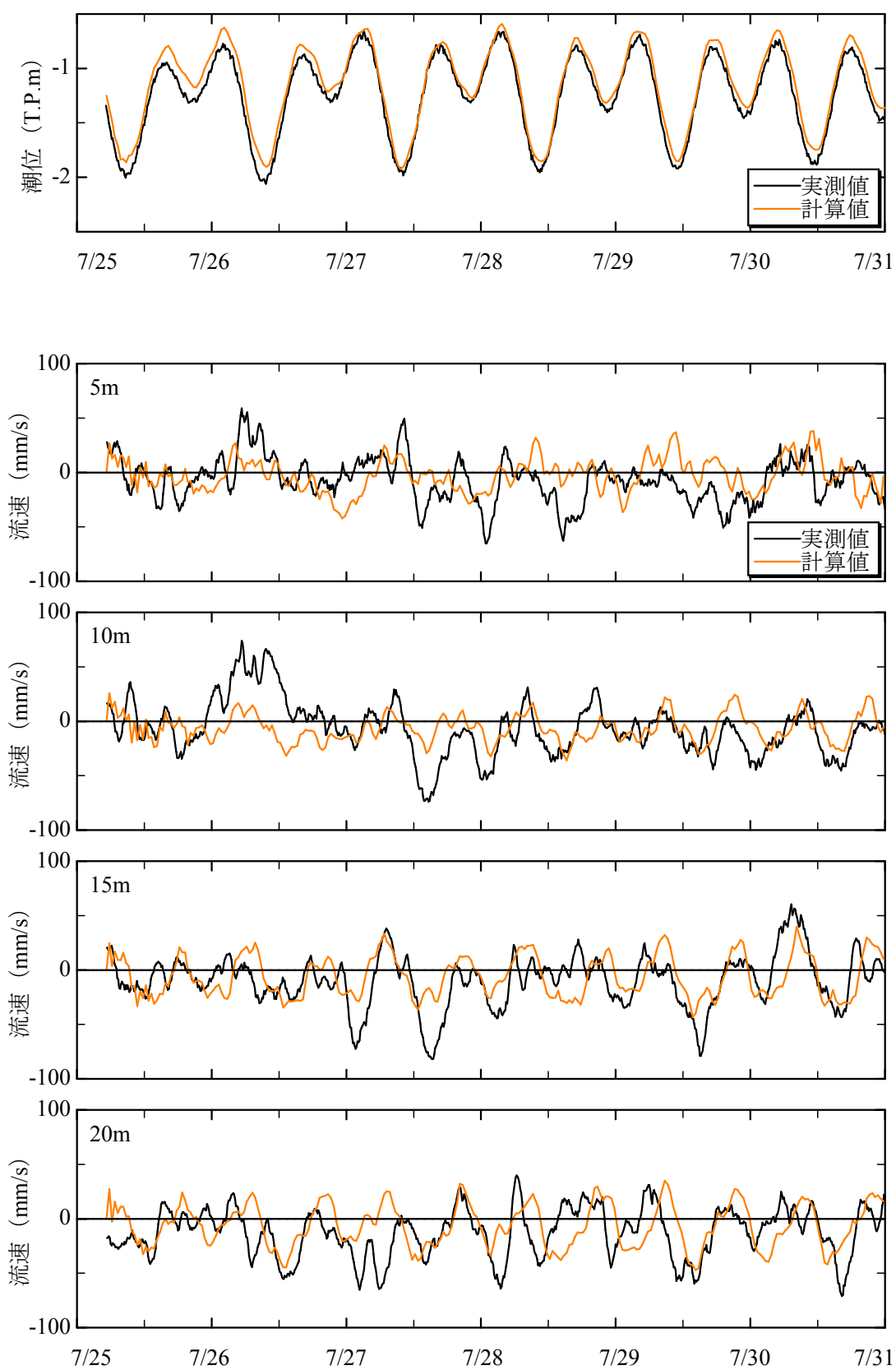


図 4-1-8 北方流速の再現性 (7 月大潮)

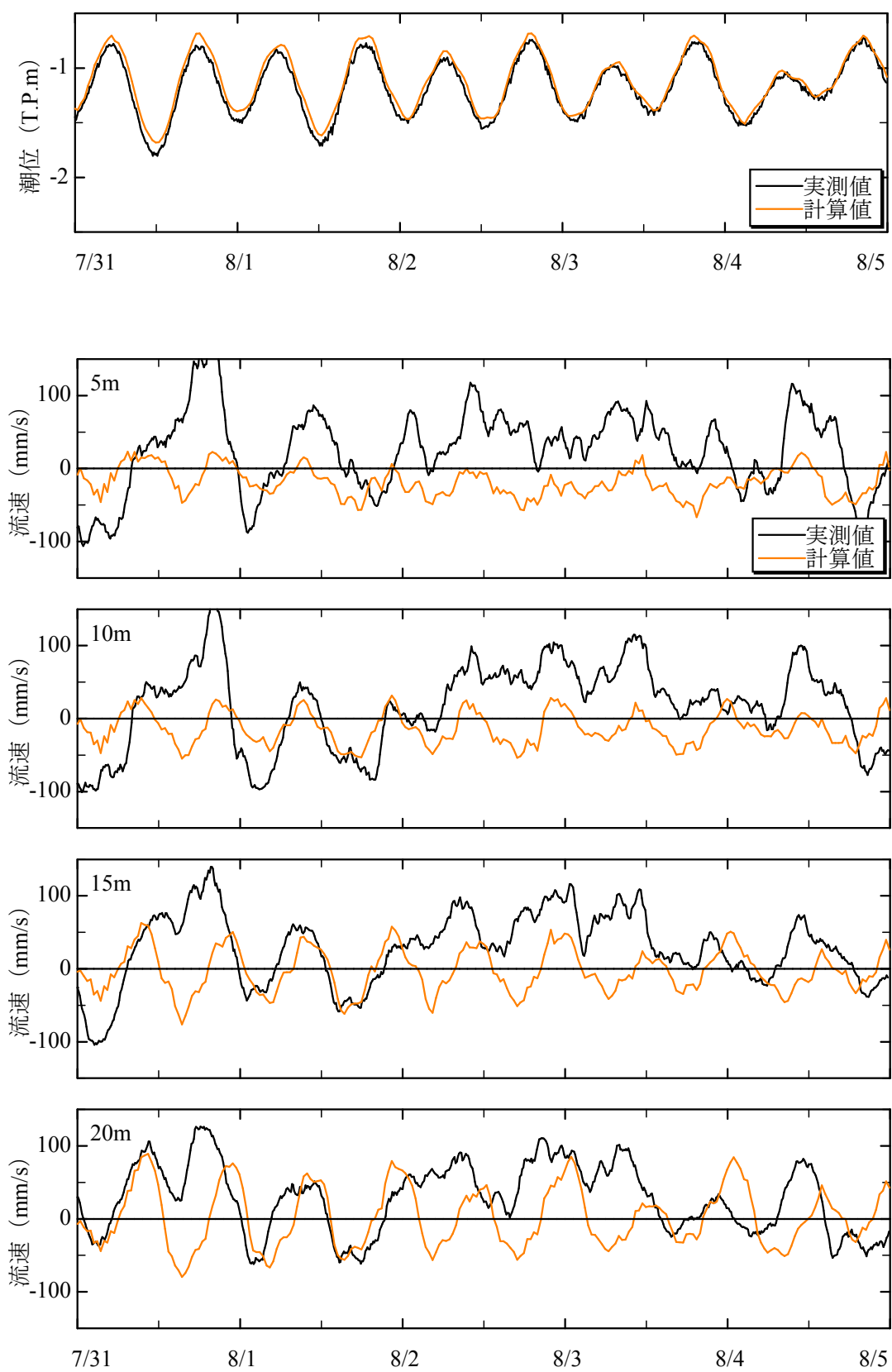


図 4-1-9 東方流速の再現性 (7 月小潮)

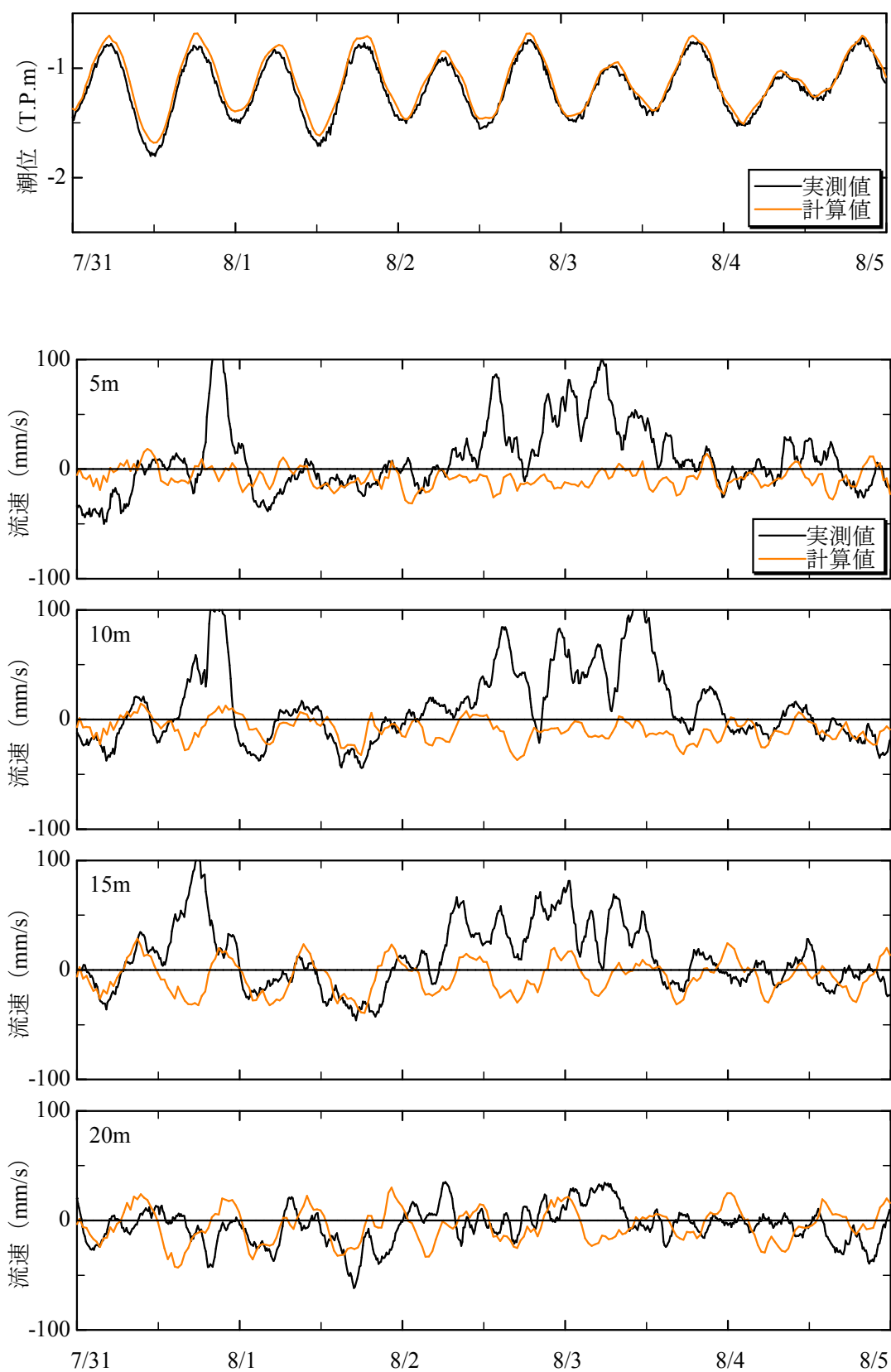


図 4-1-10 北方流速の再現性 (7 月小潮)

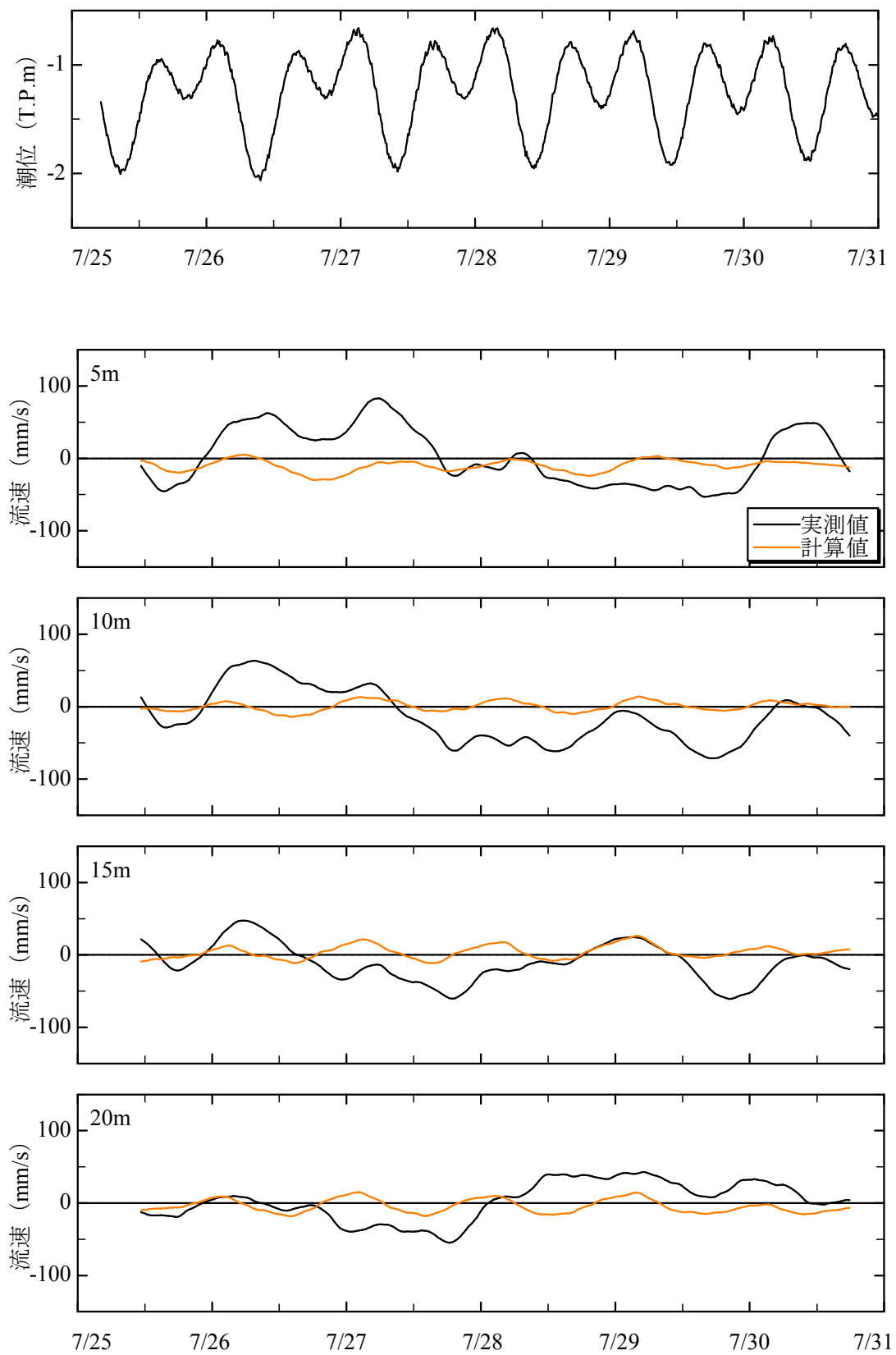


図 4-1-11 東方残差流の再現性 (7 月大潮)

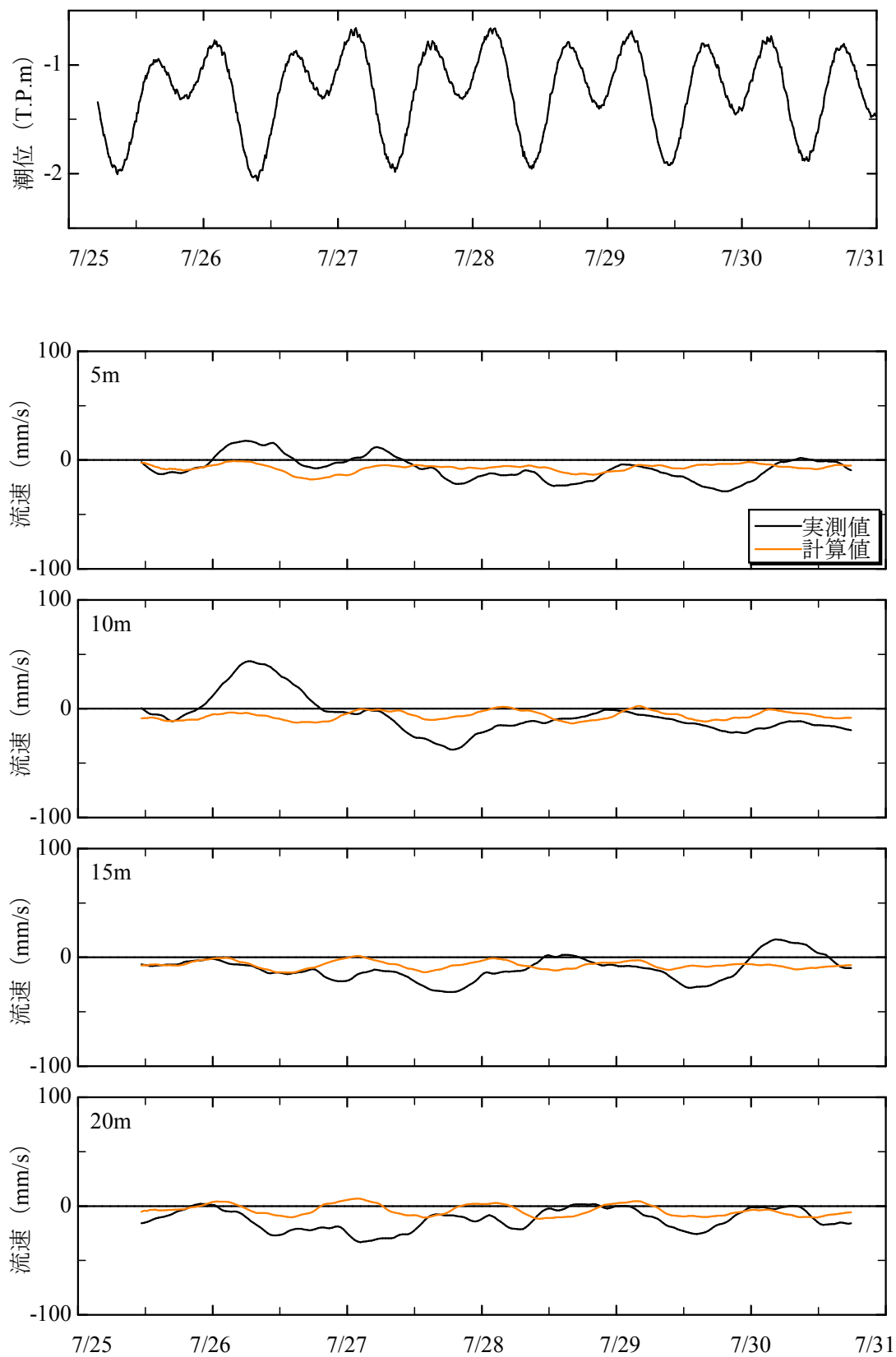


図 4-1-12 北方残差流の再現性 (7 月大潮)

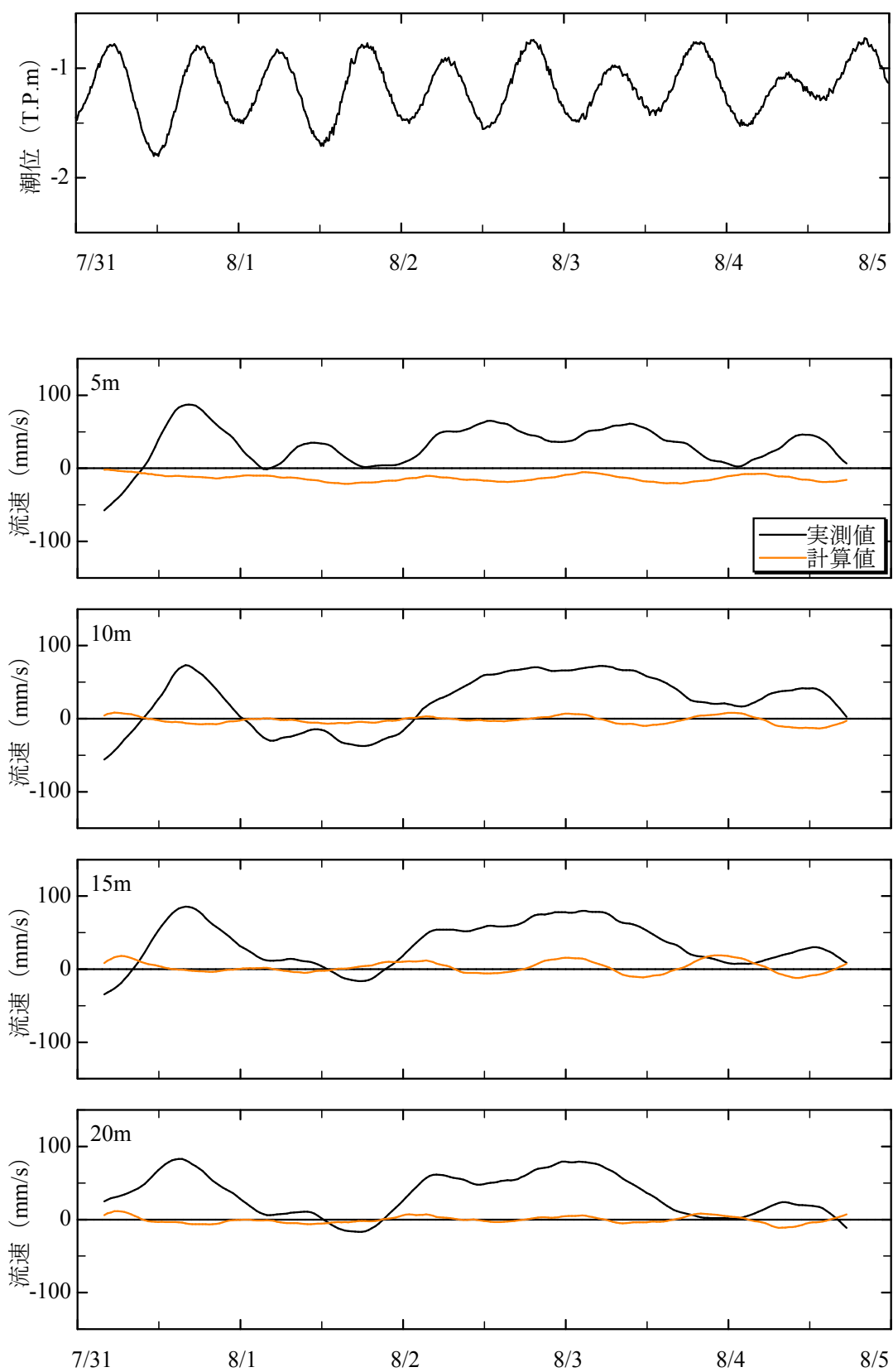


図 4-1-13 東方残差流の再現性 (7 月小潮)

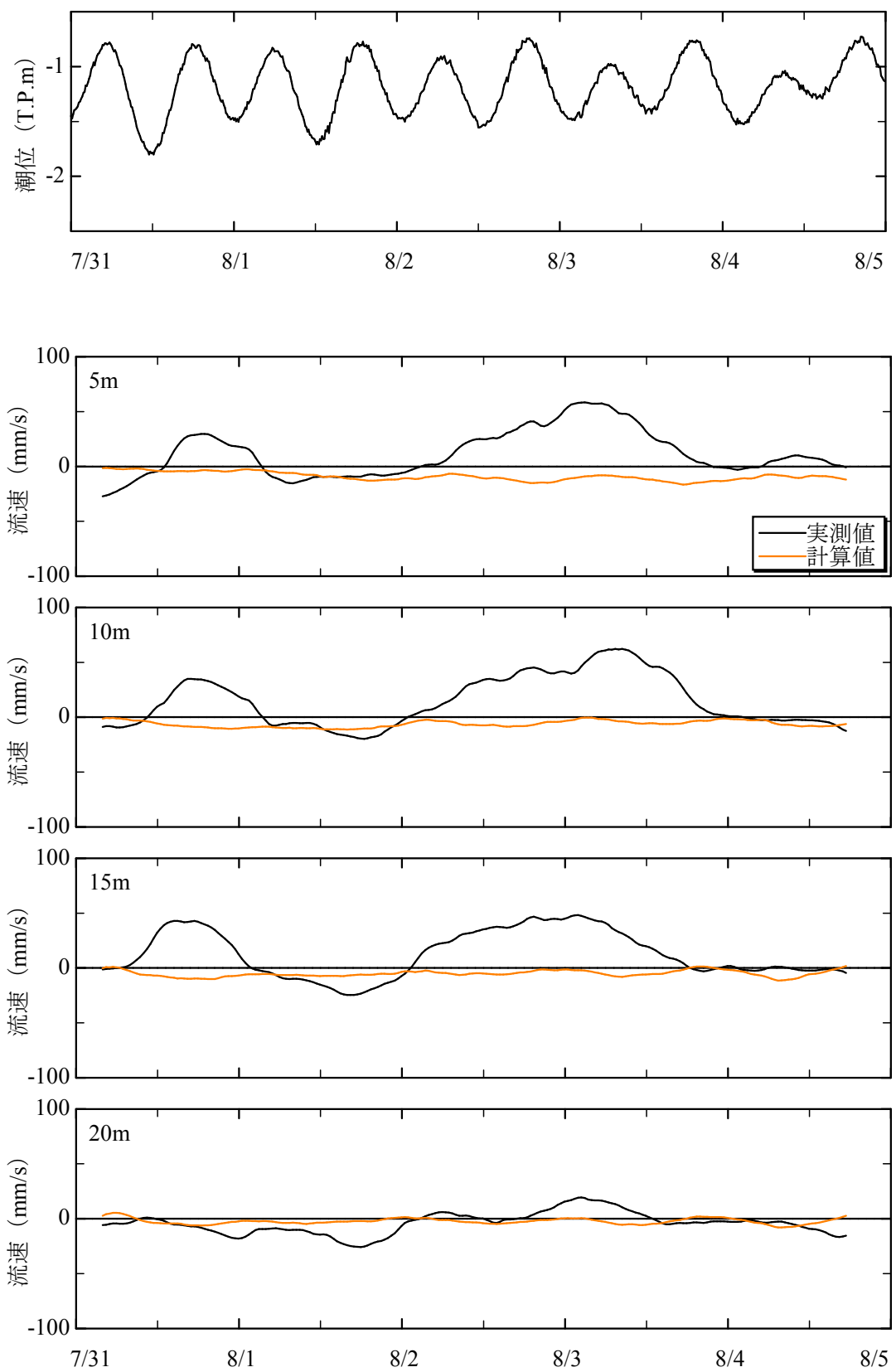


図 4-1-14 北方残差流の再現性 (7 月小潮)

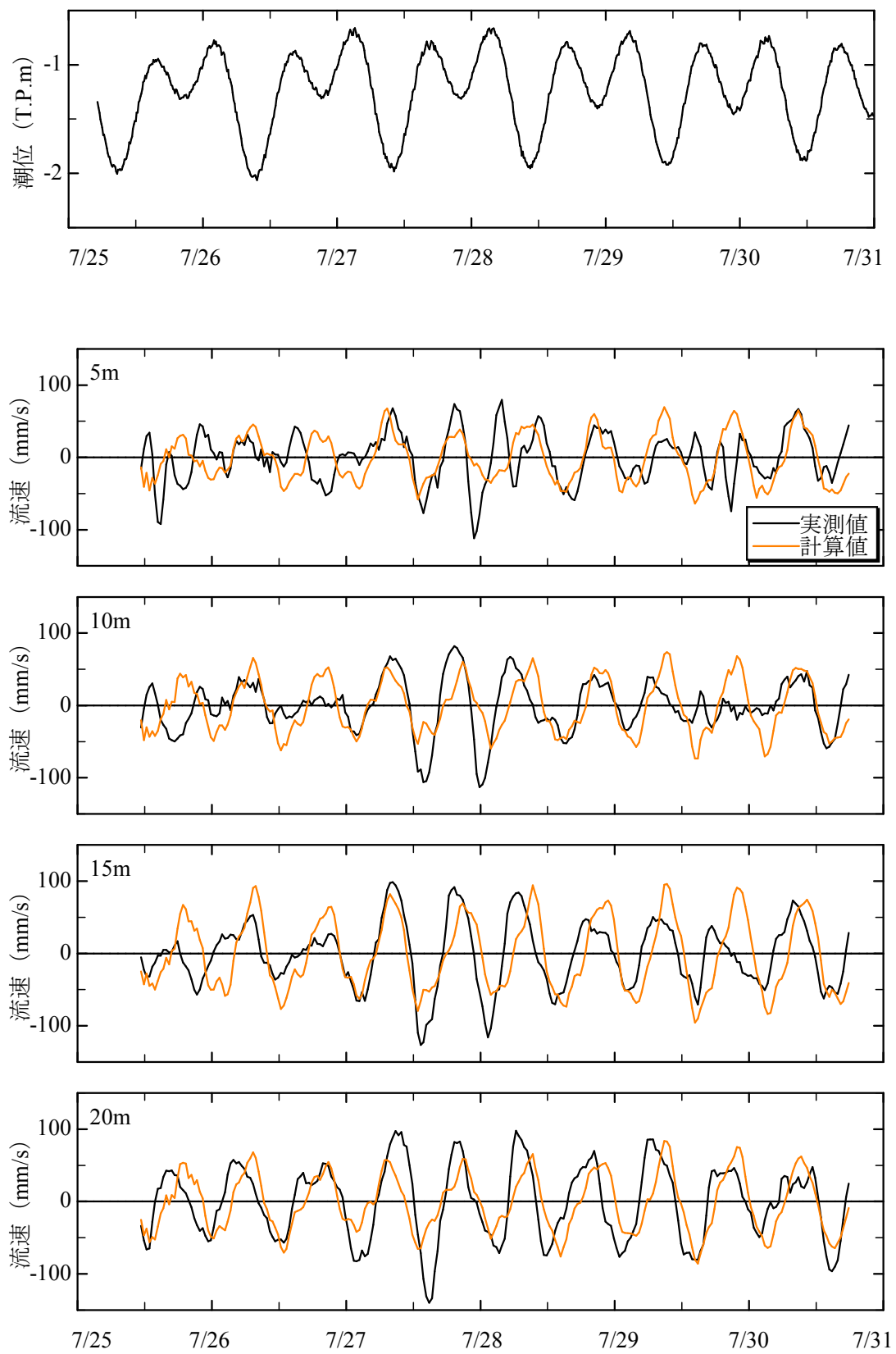


図 4-1-15 東方潮流の再現性 (7 月大潮)

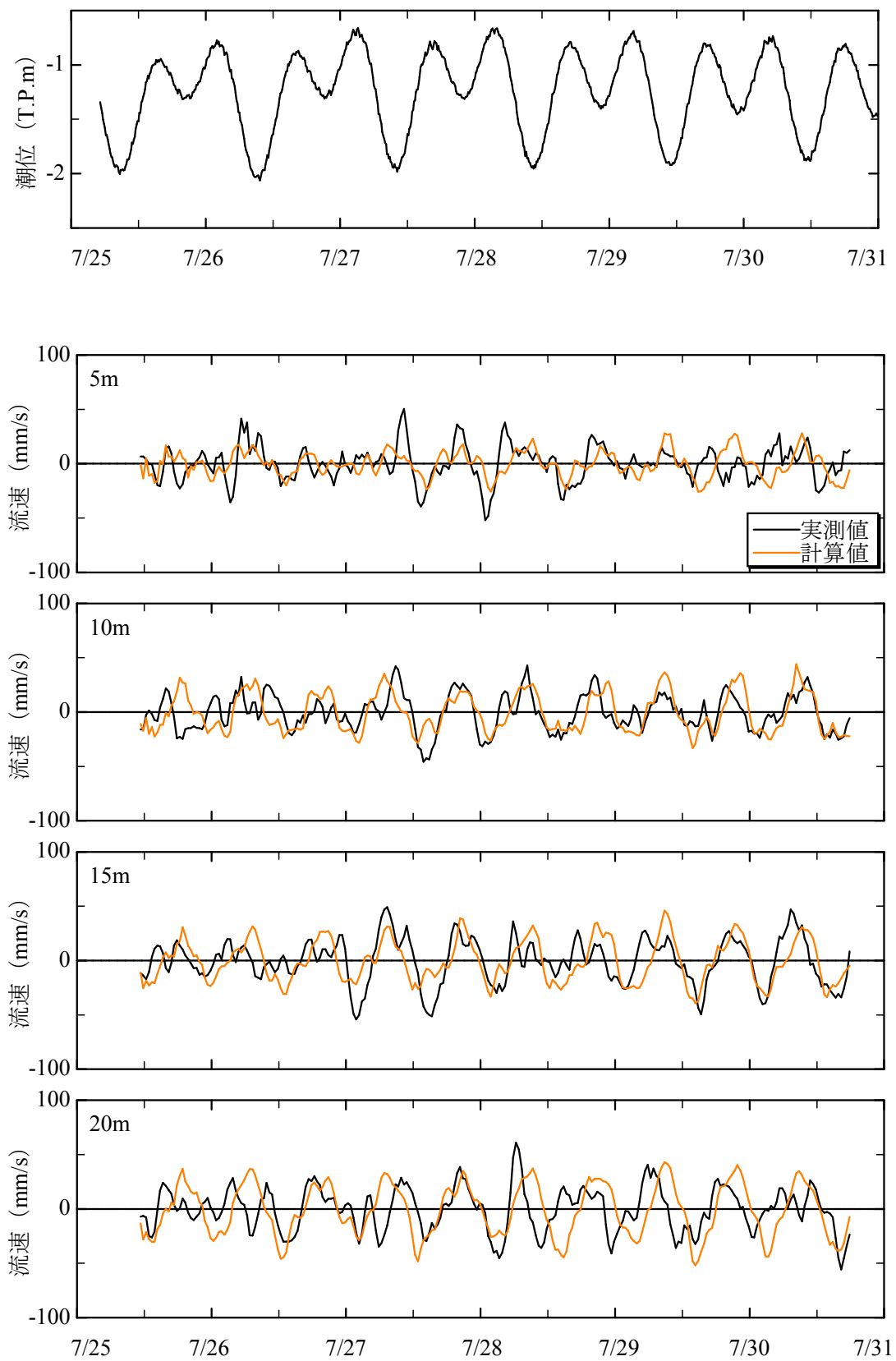


図 4-1-16 北方潮流の再現性 (7 月大潮)

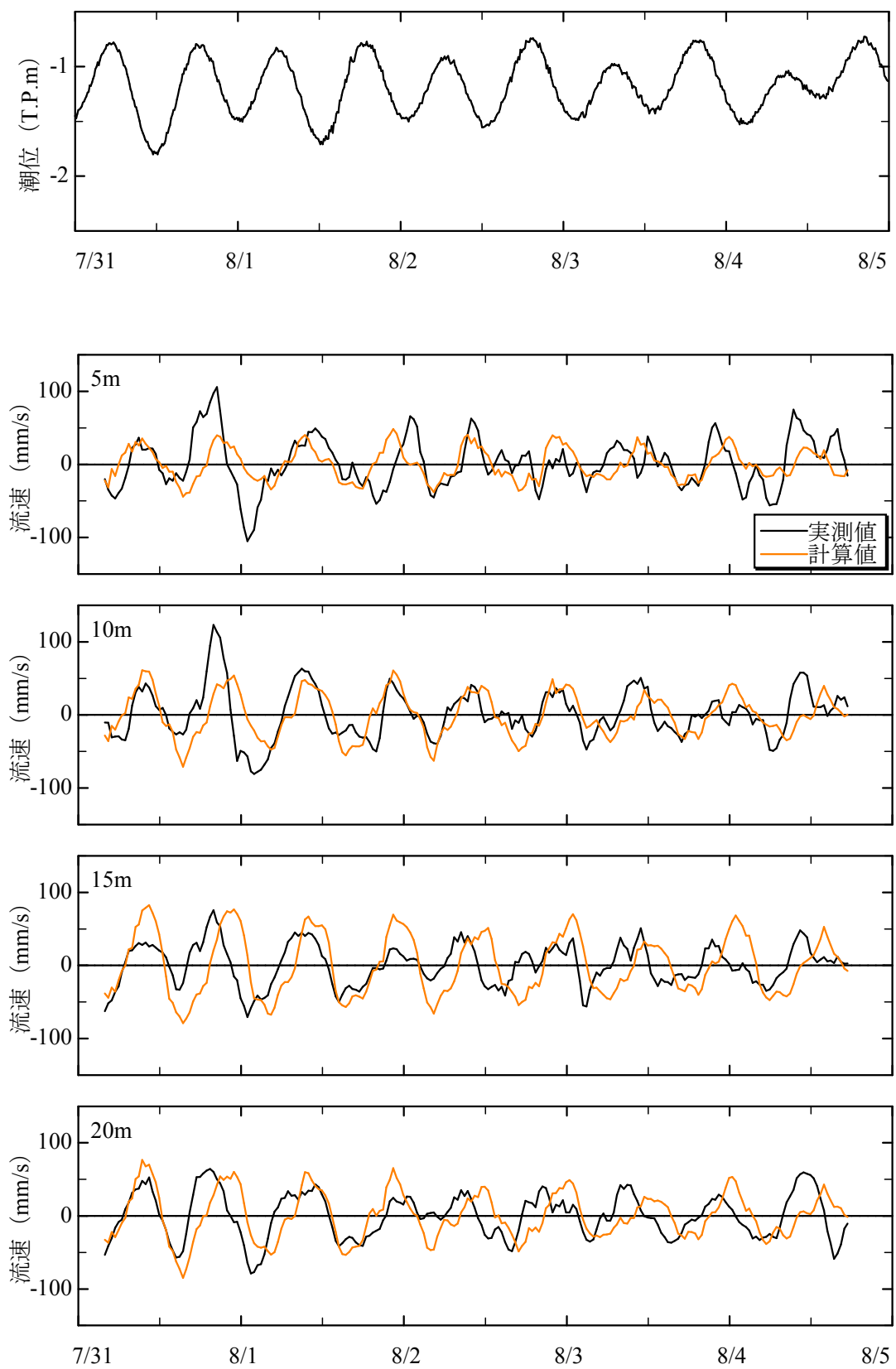


図 4-1-17 東方潮流の再現性 (7 月小潮)

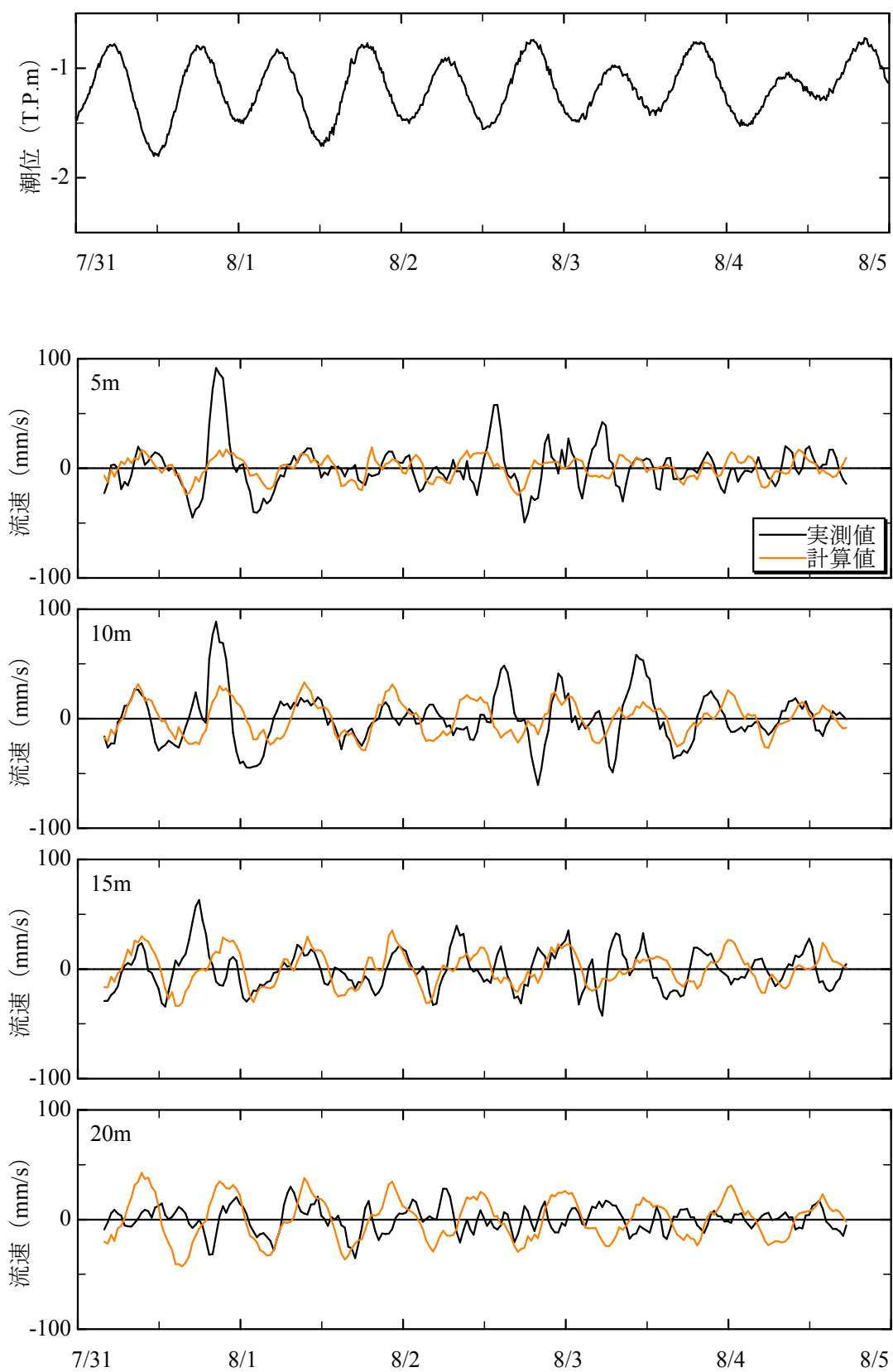


図 4-1-18 北方潮流の再現性 (7 月小潮)

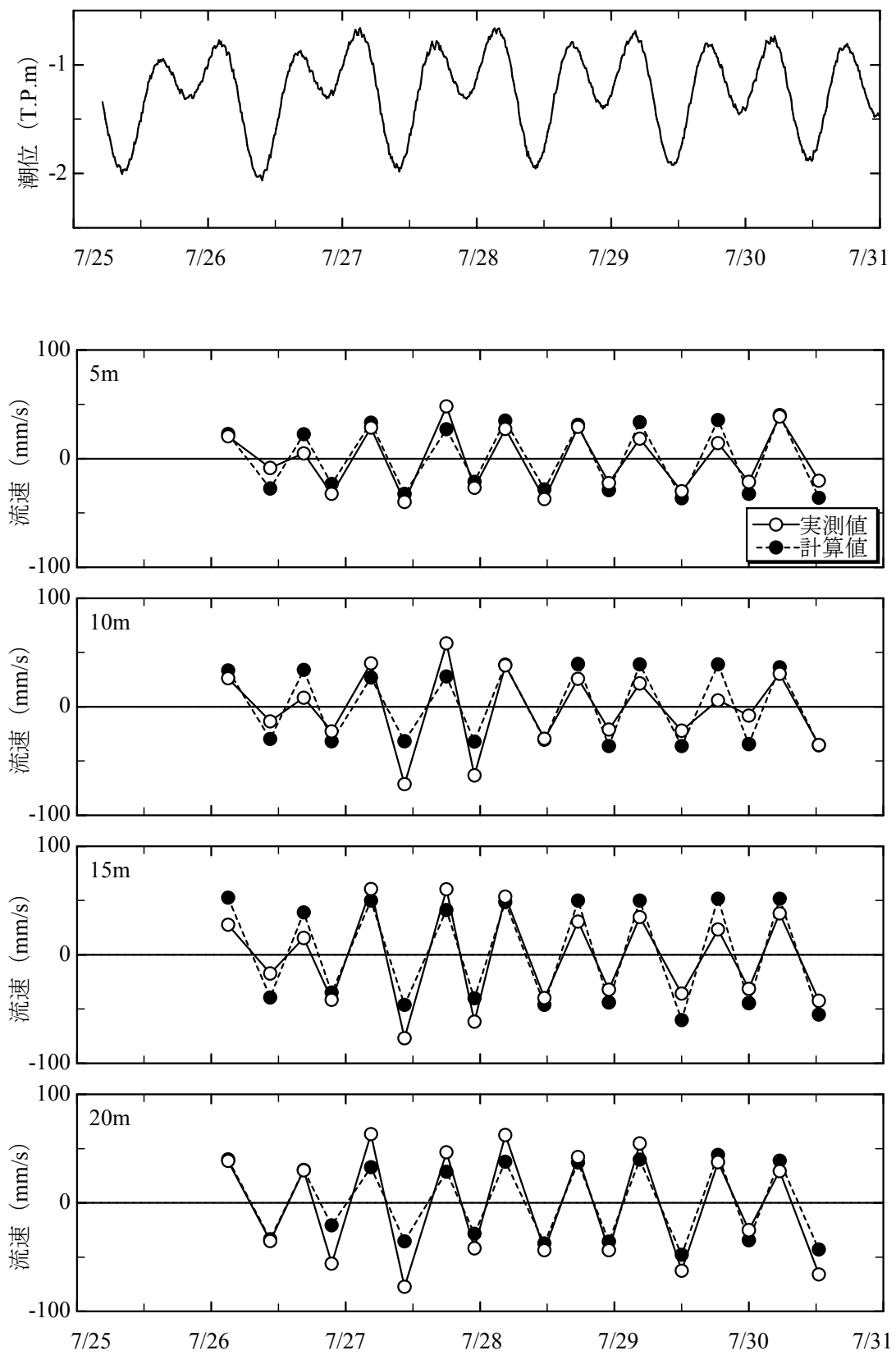


図 4-1-19 東方平均潮流の再現性 (7 月大潮)

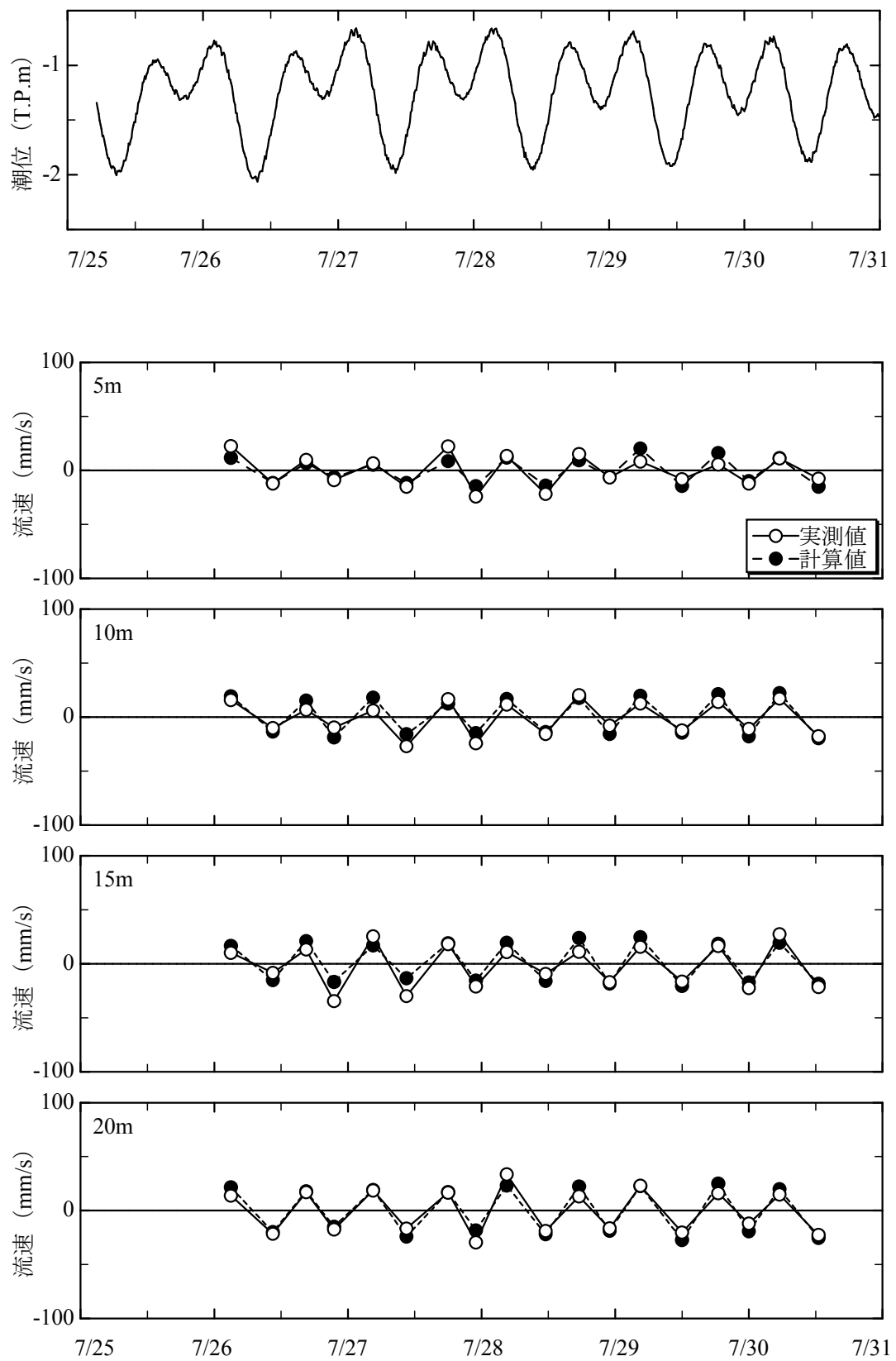


図 4-1-20 北方平均潮流の再現性 (7 月大潮)

表 4-1-2 大潮の平均潮流誤差

	東方平均潮流誤差 (%)				北方平均潮流誤差 (%)			
	5m	10m	15m	20m	5m	10m	15m	20m
48 時間	30.0	86.8	30.0	24.6	45.1	28.3	29.9	25.3
54 時間	31.9	92.1	28.1	24.8	43.2	29.5	30.0	26.6
60 時間	30.7	95.3	25.5	23.5	43.9	27.2	28.6	27.2
66 時間	26.5	99.1	23.0	24.6	41.3	25.3	28.3	28.4
72 時間	27.6	102.4	20.5	26.7	39.4	23.8	28.2	26.6
78 時間	30.2	112.9	19.6	27.2	39.2	26.3	25.5	24.9
84 時間	27.8	126.4	19.1	29.9	39.6	28.4	22.8	26.0
90 時間	25.6	141.4	17.7	31.6	39.5	24.8	17.6	17.9
96 時間	27.4	158.6	18.6	36.8	25.5	25.1	19.1	19.2
102 時間	26.5	179.1	19.9	42.4	23.5	17.9	17.8	21.6
108 時間	25.7	207.4	24.5	52.1	26.2	18.2	19.3	26.6
114 時間	20.4	110.0	10.2	56.9	24.2	18.9	16.2	30.3
120 時間	25.3	16.9	10.4	46.8	34.8	24.0	13.9	24.5

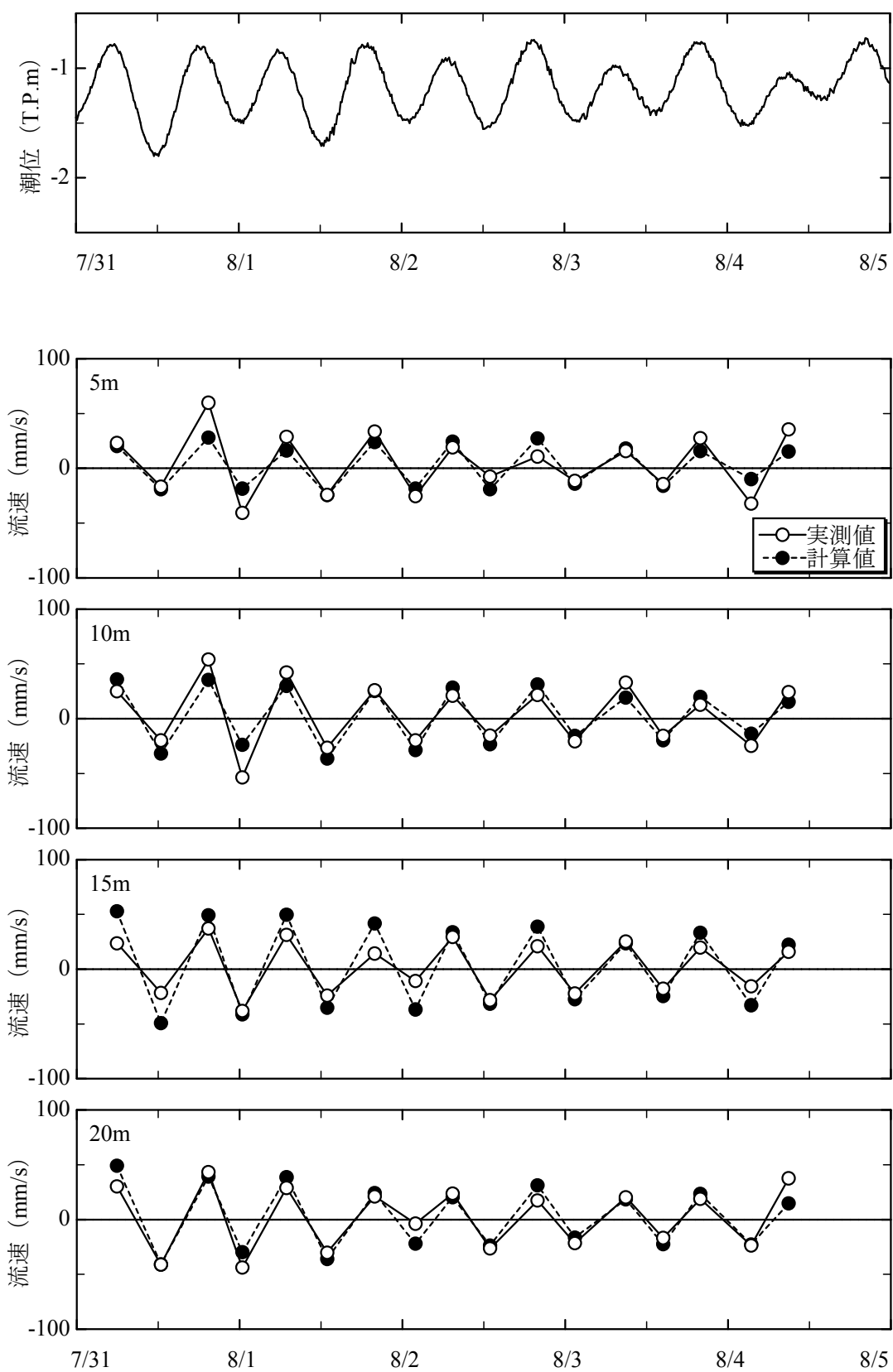


図 4-1-21 東方平均潮流の再現性 (7 月小潮)

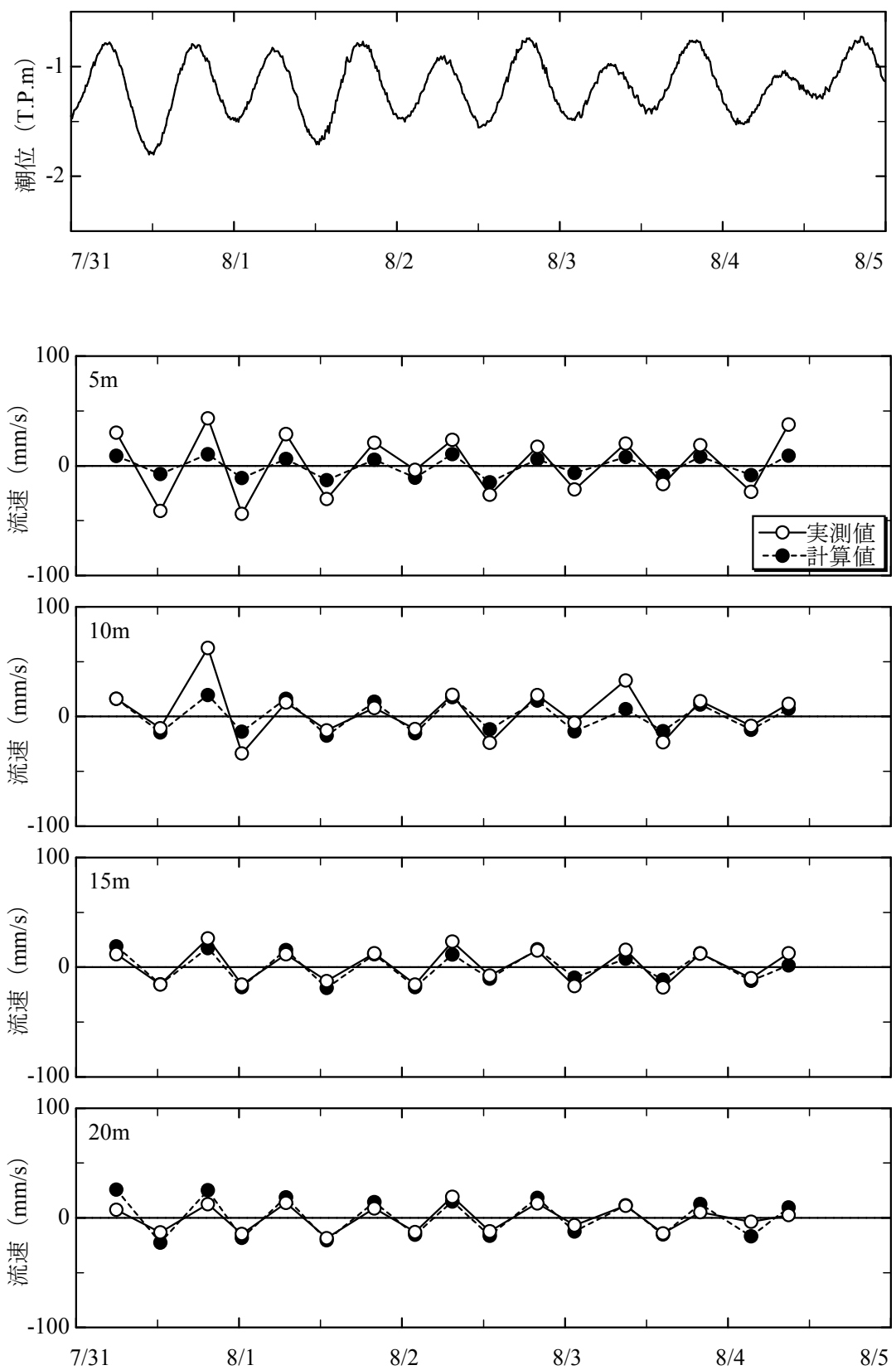


図 4-1-22 北方平均潮流の再現性 (7 月小潮)

表 4-1-3 小潮の平均潮流誤差

	東方平均潮流誤差 (%)				北方平均潮流誤差 (%)			
	5m	10m	15m	20m	5m	10m	15m	20m
48 時間	36.2	26.9	34.7	116.2	32.5	34.9	27.0	53.2
54 時間	34.8	24.0	37.2	119.9	35.0	33.6	26.0	56.3
60 時間	35.2	25.5	35.9	129.3	38.0	36.3	24.9	61.2
66 時間	35.5	27.2	31.7	132.5	38.9	37.1	26.8	63.9
72 時間	35.1	29.5	16.8	47.9	43.1	40.8	29.4	66.5
78 時間	37.2	31.2	18.5	48.6	43.6	40.2	30.1	69.7
84 時間	37.6	32.2	18.6	52.8	42.0	40.5	26.8	77.4
90 時間	40.7	33.3	13.3	41.2	36.4	35.9	30.5	86.5
96 時間	43.6	33.5	10.1	44.0	28.1	40.1	32.2	95.6
102 時間	54.4	30.5	6.7	51.1	33.7	31.3	25.9	111.9
108 時間	70.1	40.2	5.6	52.4	26.3	20.9	25.3	143.1
114 時間	70.4	48.6	7.8	40.3	31.6	10.5	31.9	142.0
120 時間	64.3	37.1	2.9	41.0	24.0	19.6	43.9	35.4

4-2 震災前後の流速分布の比較

三次元流動シミュレーションの結果を、流速ベクトル図で表した。考察を行う水深は、5 m, 10 m, 15 m, 20 m であり、大潮の下げ潮と上げ潮について、広域での震災前後の比較を図 4-2-1～図 4-2-16 に、北部海域を拡大したものを図 4-2-17～図 4-2-32 に示している。また、小潮の下げ潮と上げ潮について、広域図を図 4-2-33～図 4-2-48 に、北部海域を図 4-2-49～図 4-2-64 に示している。

大潮における下げ潮の流動として、水深 5 m の湾奥の水は大島瀬戸を通過し、東湾を経て太平洋に流れる傾向にあった（図 4-2-1, 2）。西湾では、中心部の最大水深が約 10 m であるため、湾奥の水が南下しにくく、途中でつまるような挙動を示した。水深 10 m より下層の水は、西湾を流れることが出来ずに、大島瀬戸に向かって吸い込まれて、太平洋に抜ける一方通行の流れになっていた（図 4-2-5, 6, 9, 10, 13, 14）。

上げ潮では、水深 5 m と 10 m の水は太平洋から東湾と西湾に流入するが、東湾ではそのまま北上し、大島瀬戸を通過して湾奥へと向かう。西湾では途中の浅場で大島瀬戸の東から流入してきた水とぶつかり合い、流れが弱まる傾向にあった（図 4-2-3, 4, 7, 8）。

次に拡大図から、大潮時における震災前と震災後の流動を比較した。震災前は、下げ潮の水深 5 m において、湾奥の狭窄部での南方向の流速が 80 mm/s であるのに対し（図 4-2-17），震災後は 25 mm/s と弱くなっており（図 4-2-18），上げ潮では、大島瀬戸の流速が震災前は 70 mm/s であったが（図 4-2-19），震災後は 100 mm/s と強くなっていた（図 4-2-20）。水深 10 m では、下げ潮における違いは明確ではなく（図 4-2-22），上げ潮時では、震災前は大島瀬戸の流速が 50 mm/s であったが（図 4-2-23），震災後は 70 mm/s と強くなっていた（図 4-2-24）。

小潮における下げ潮の流動として、水深 5 m では湾奥の水は大島瀬戸から東湾を通過して、太平洋に流れ込んでいたが、西湾の北部の水は太平洋と大島瀬戸の 2 方向への流れが混在していた（図 4-2-33, 34）。上げ潮では、太平洋からの水が東湾、西湾を通過して、湾奥に流れていた。また、大島瀬戸から西湾への南下する流動はあまり強くなかった。また、水深 10 m でも同じような傾向が見られ（図 4-2-39, 40），15m, 20m では大潮時と同じような流れであった（図 4-2-43, 44, 47, 48）。

次に拡大図から、小潮時における震災前、震災後の流動の比較を行った。いずれの水深も、下げ潮時の違いはあまり見られず、上げ潮も同様であった。

以上より、大潮において、震災後は、下げ潮では湾奥の狭窄部の流速が震災前より小さくなっており、上げ潮では大島瀬戸の流速が全層で大きくなっていた。

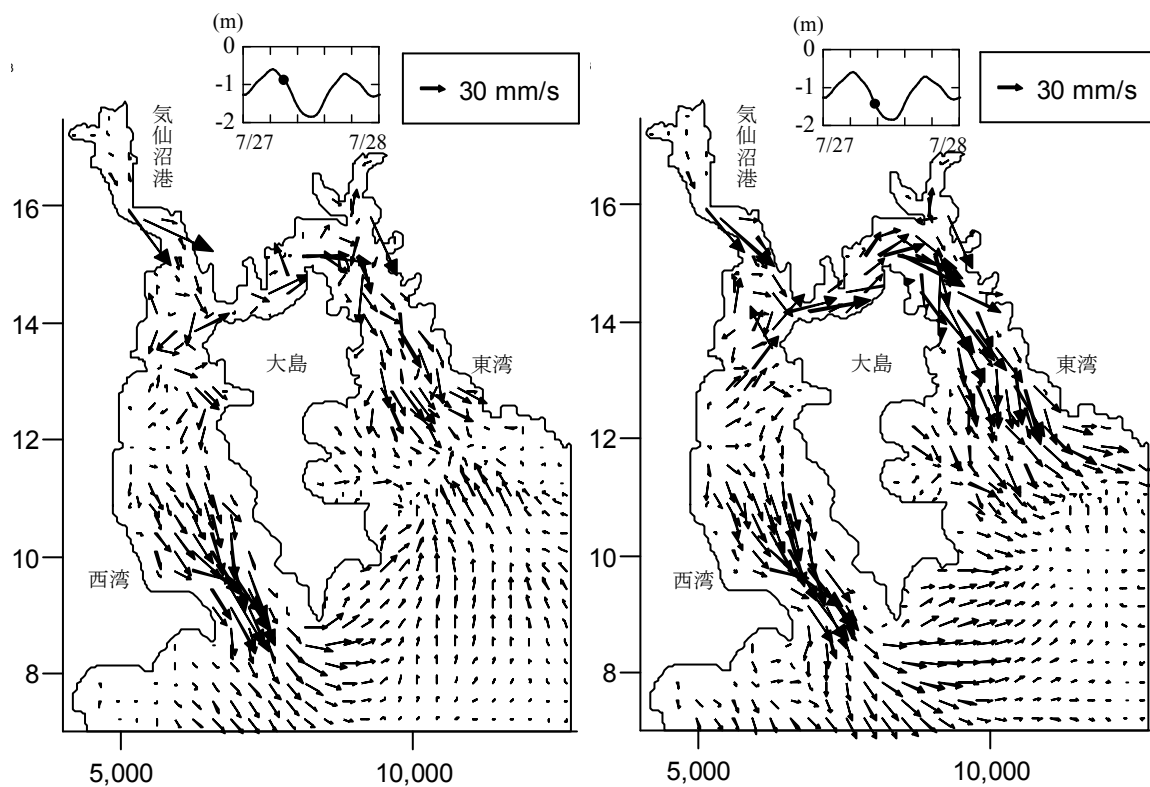


図 4-2-1 震災 [前] の 7 月大潮, 下げ潮 (5m)

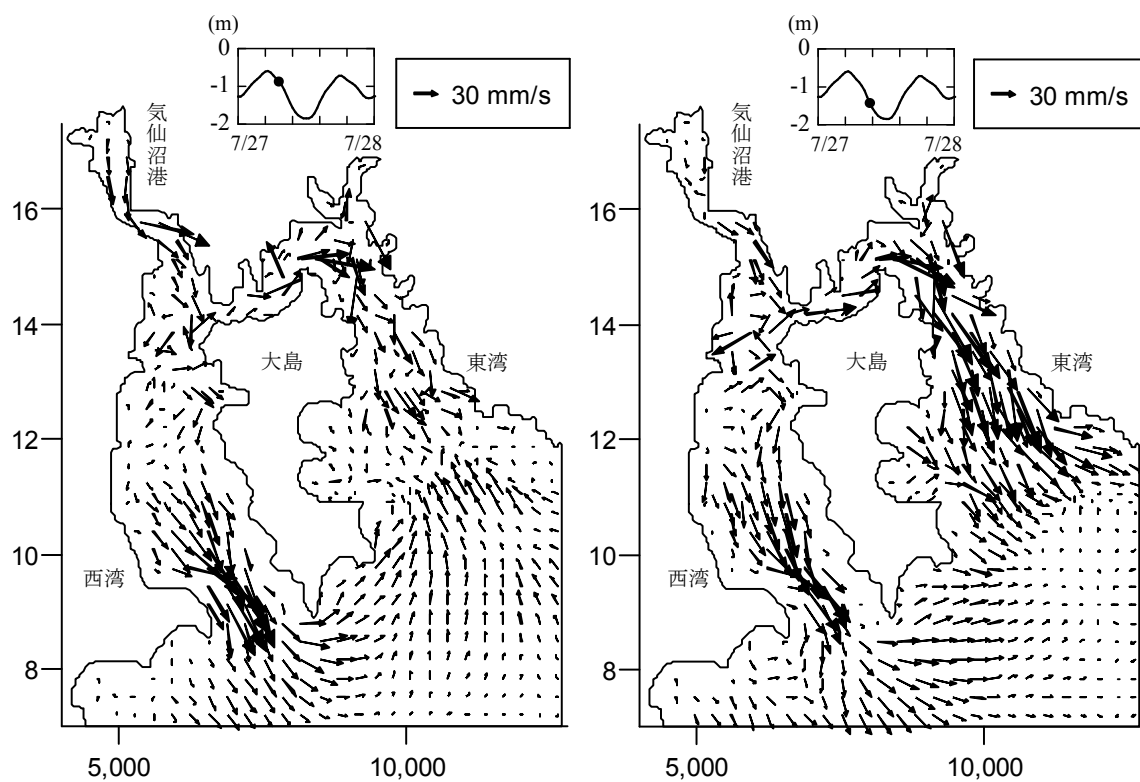


図 4-2-2 震災 [後] の 7 月大潮, 下げ潮 (5m)

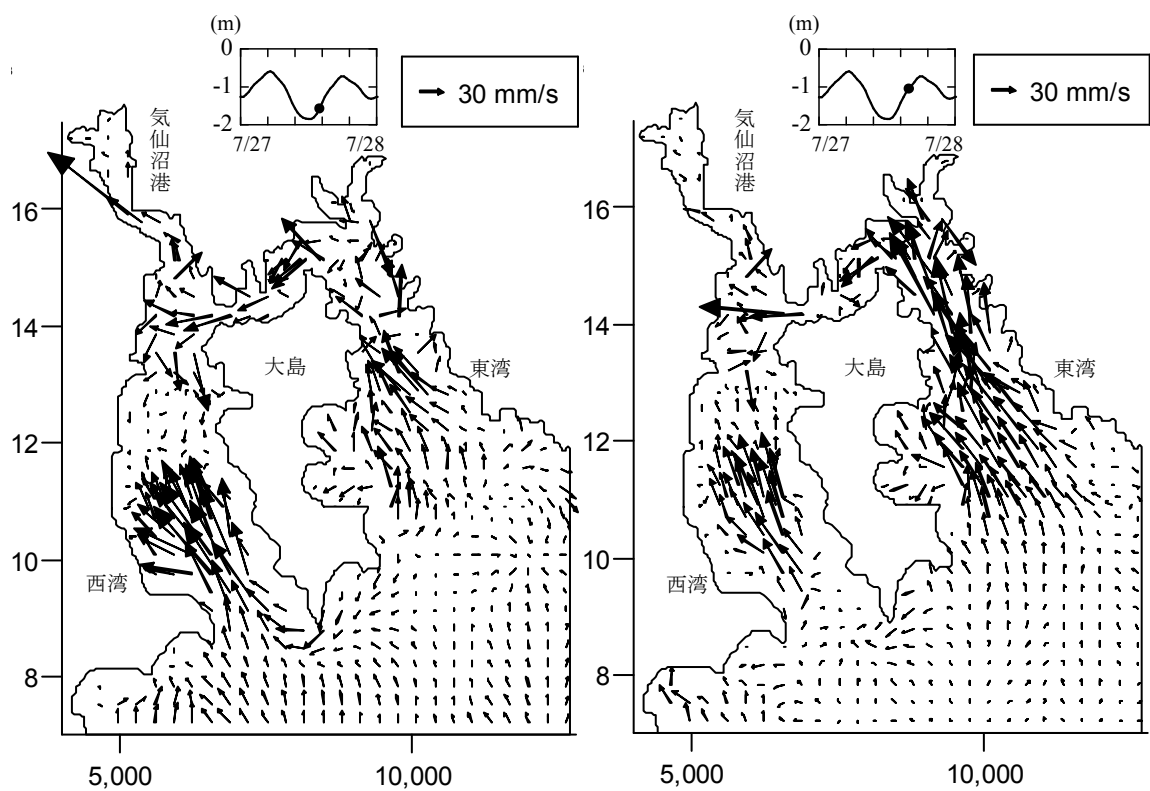


図 4-2-3 震災 [前] の 7 月大潮, 上げ潮 (5m)

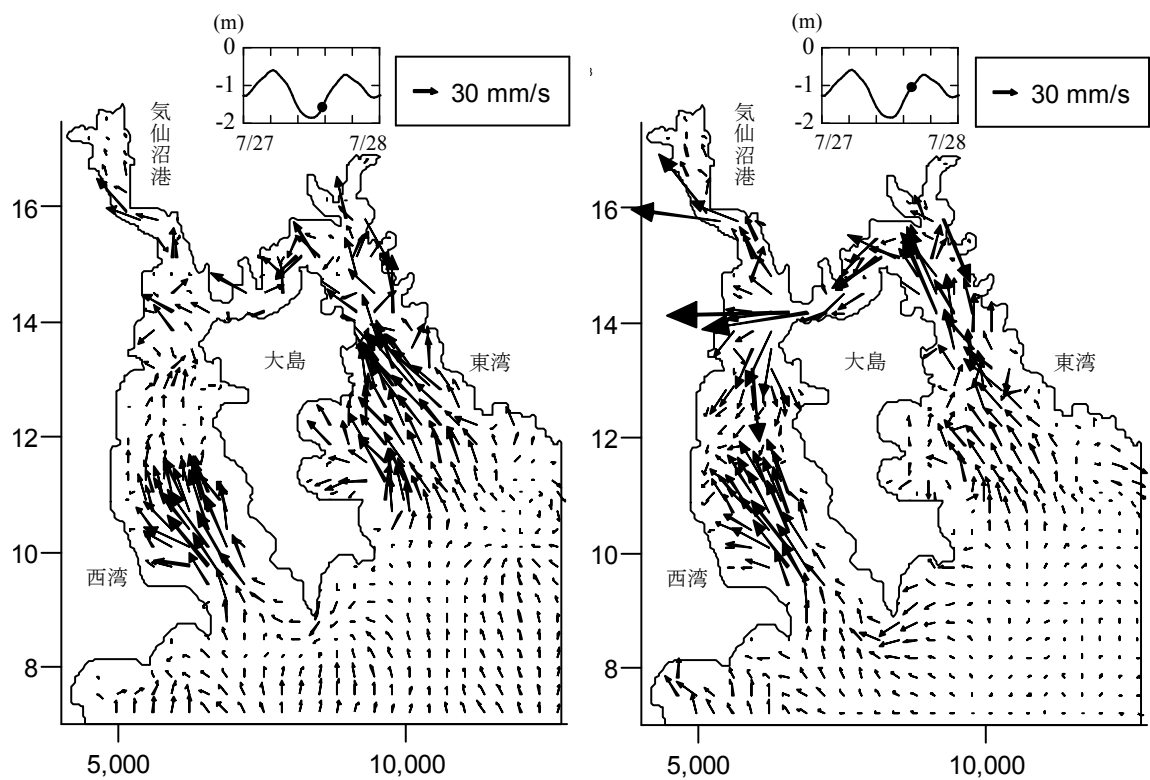


図 4-2-4 震災 [後] の 7 月大潮, 上げ潮 (5m)

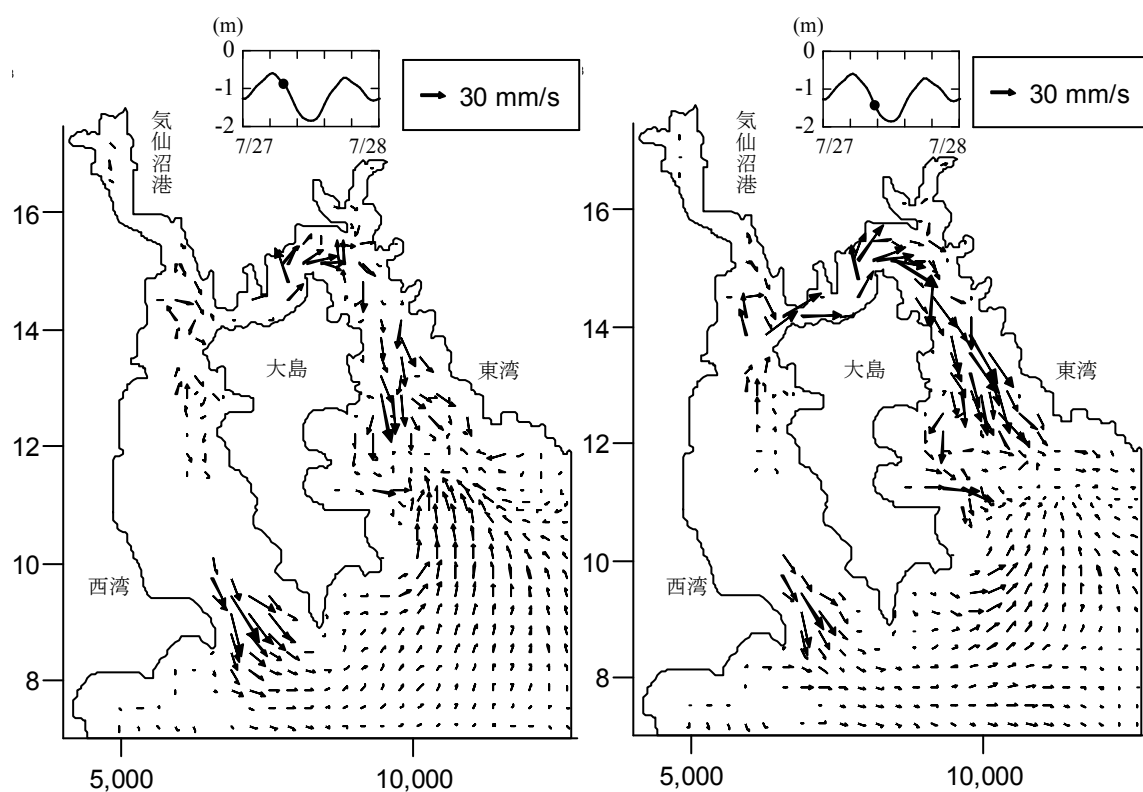


図 4-2-5 震災〔前〕の 7 月大潮、下げ潮 (10m)

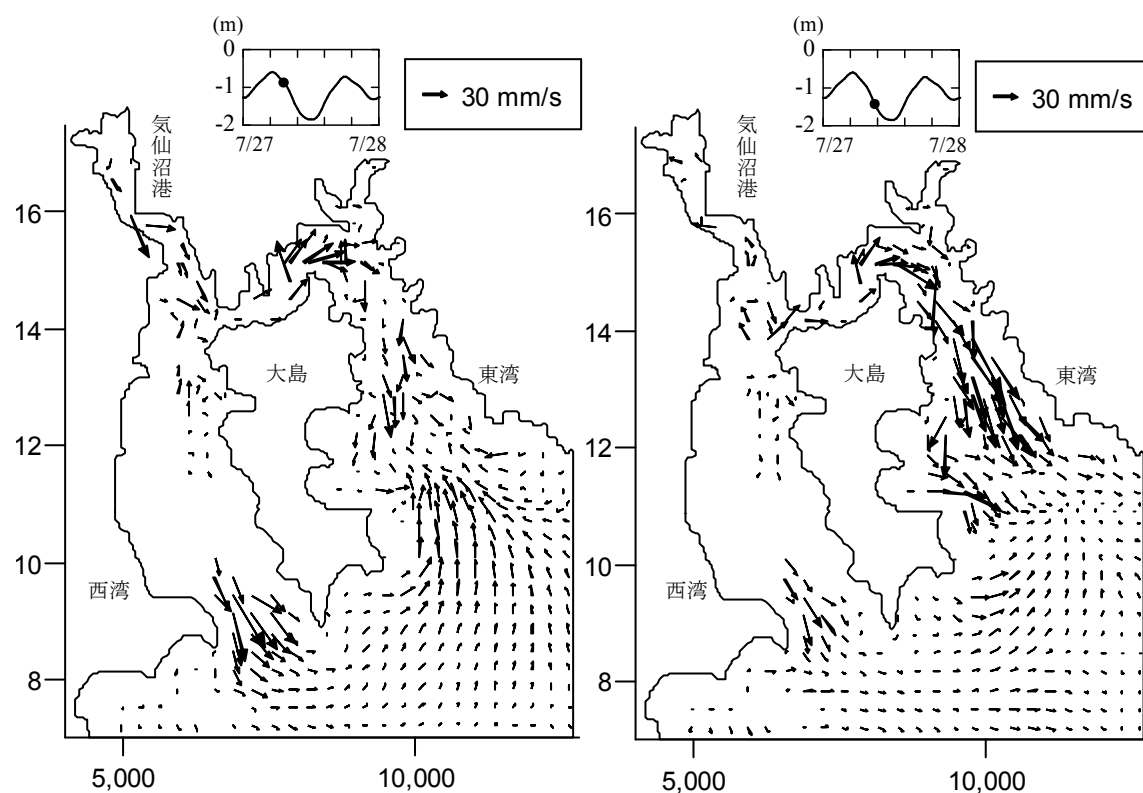


図 4-2-6 震災〔後〕の 7 月大潮、下げ潮 (10m)

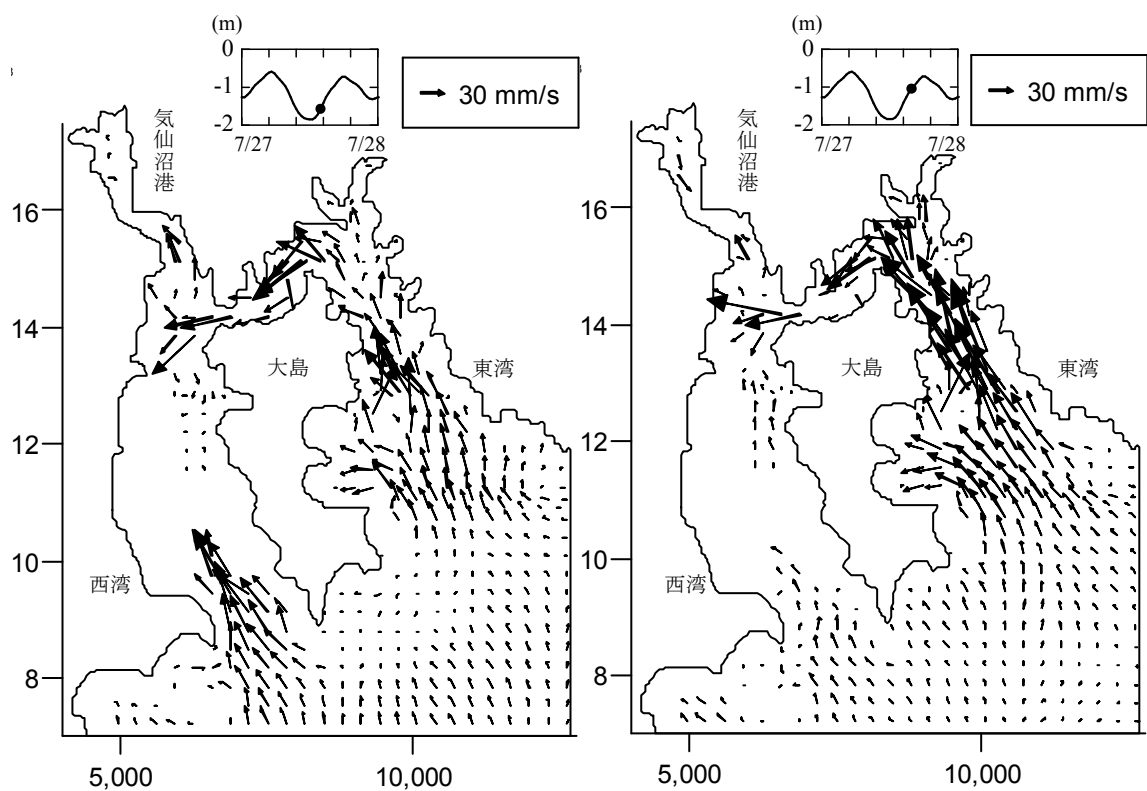


図 4-2-7 震災 [前] の 7 月大潮, 上げ潮 (10m)

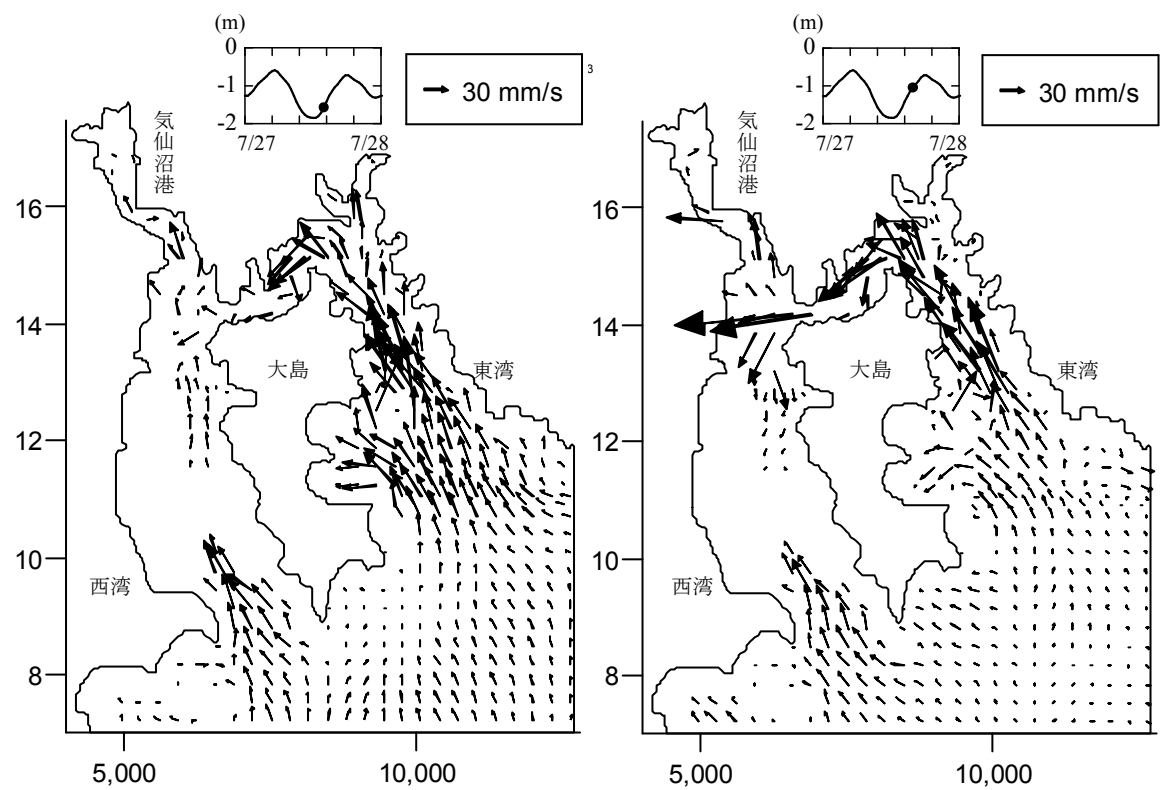


図 4-2-8 震災 [後] の 7 月大潮, 上げ潮 (10m)

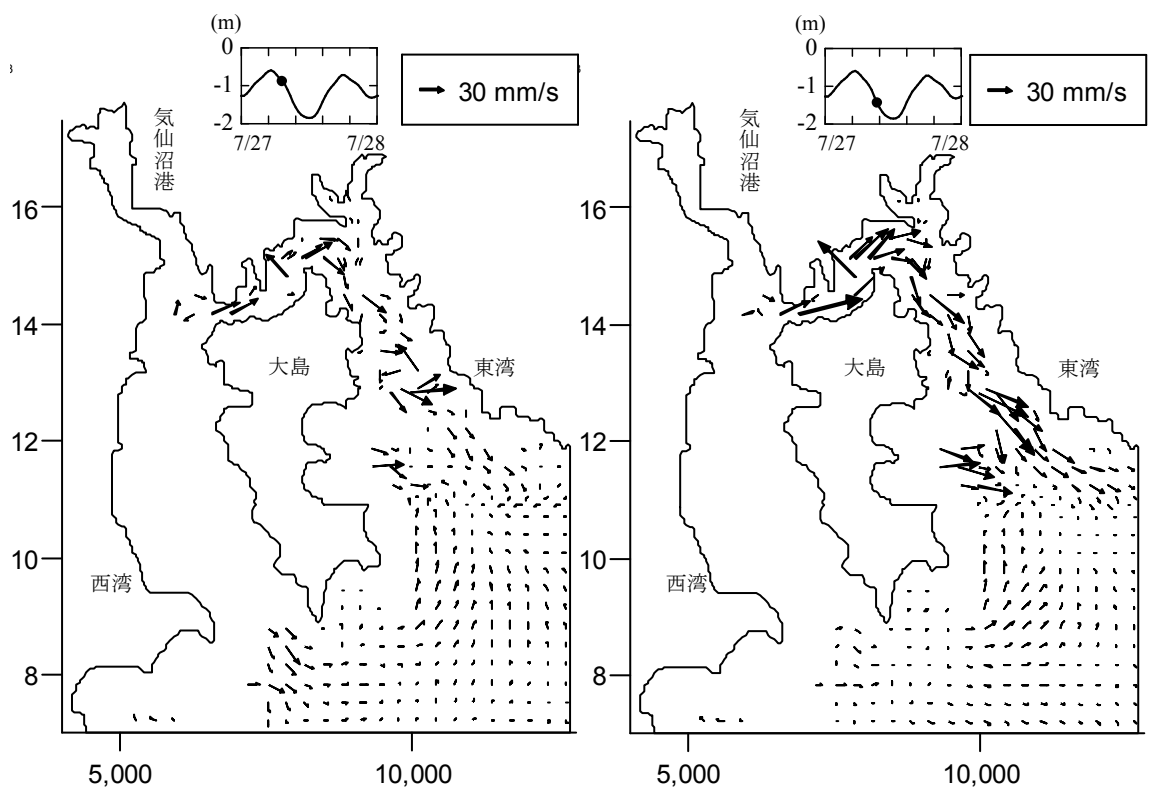


図 4-2-9 震災 [前] の 7 月大潮, 下げ潮 (15m)

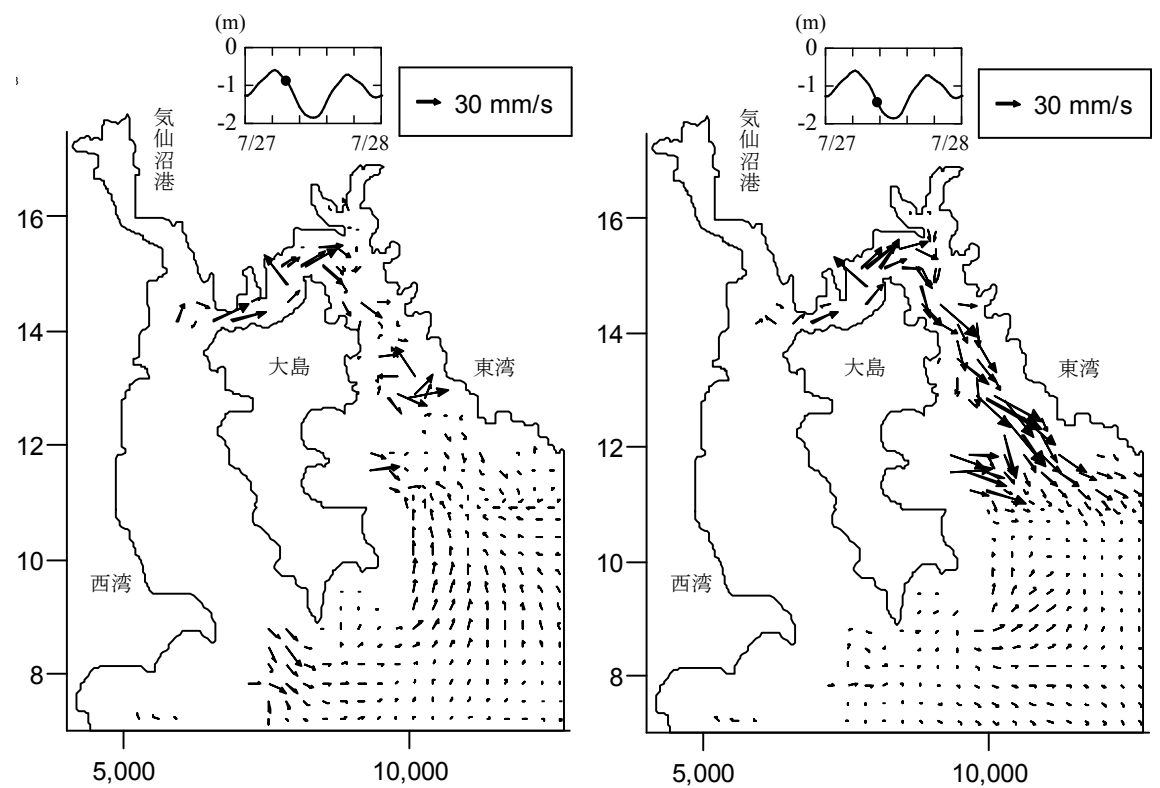


図 4-2-10 震災 [後] の 7 月大潮, 下げ潮 (15m)

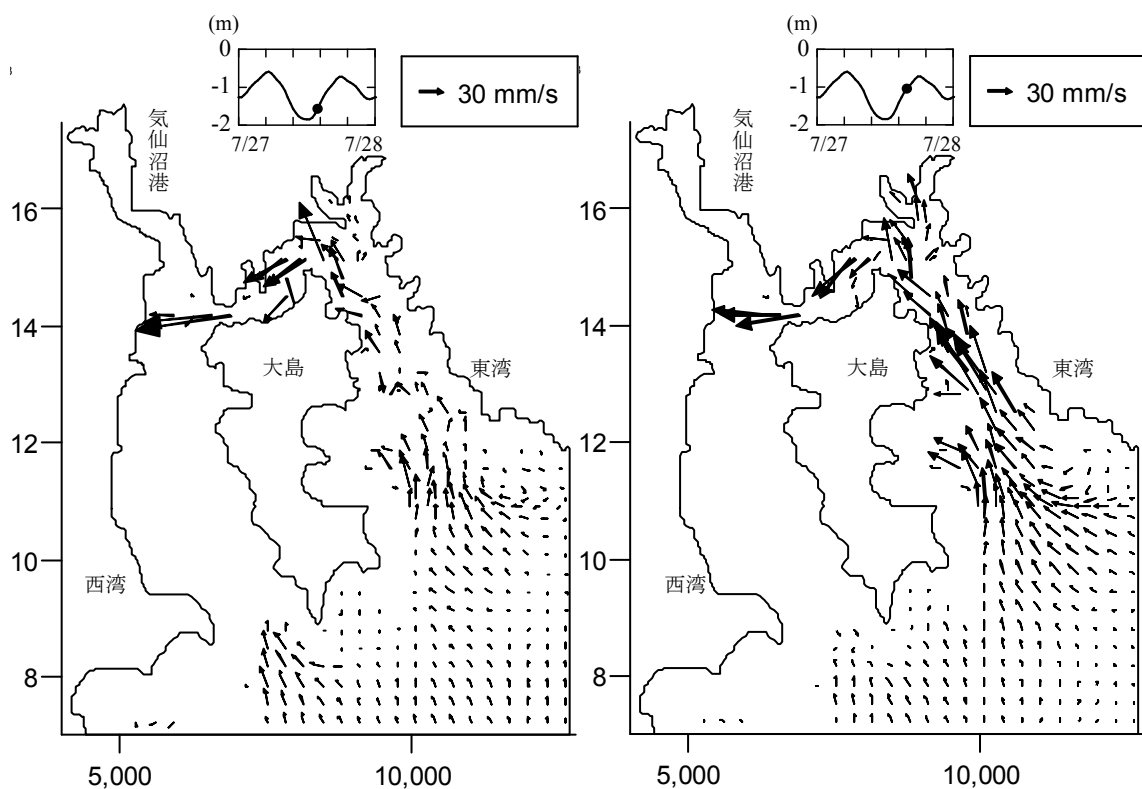


図 4-2-11 震災 [前] の 7 月大潮, 上げ潮 (15m)

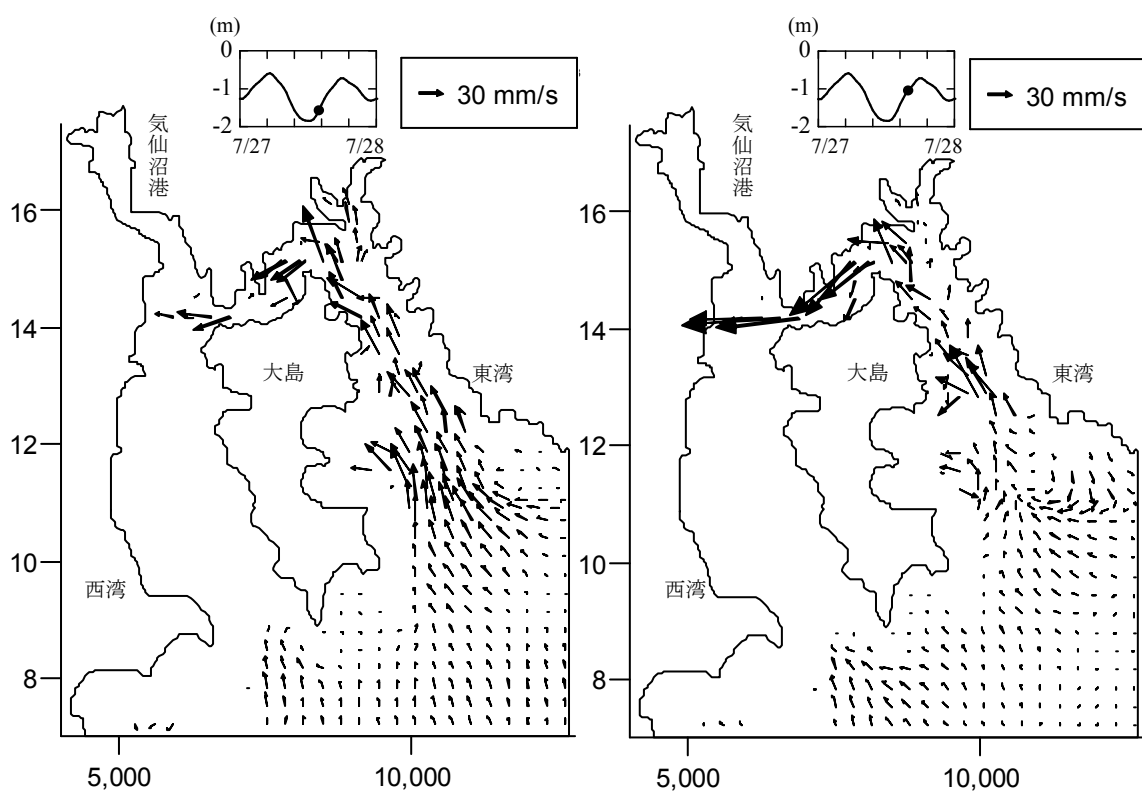


図 4-2-12 震災 [後] の 7 月大潮, 上げ潮 (15m)

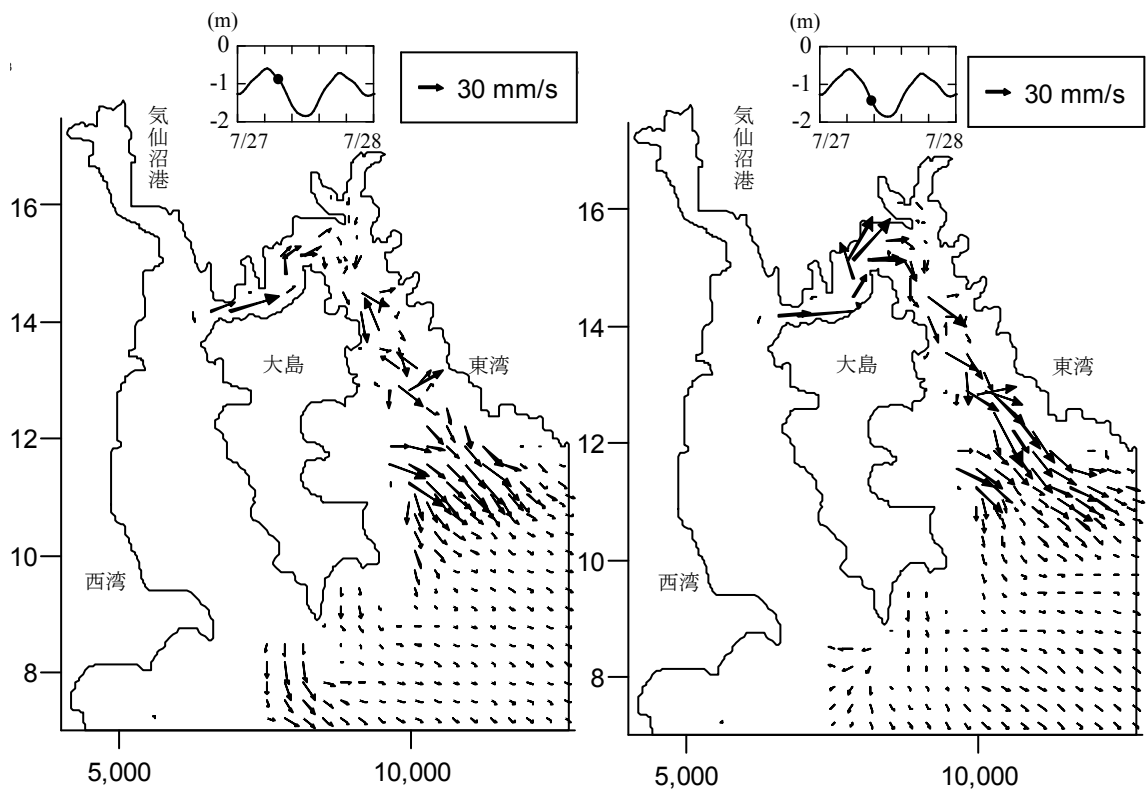


図 4-2-13 震災 [前] の 7 月大潮, 下げ潮 (20m)

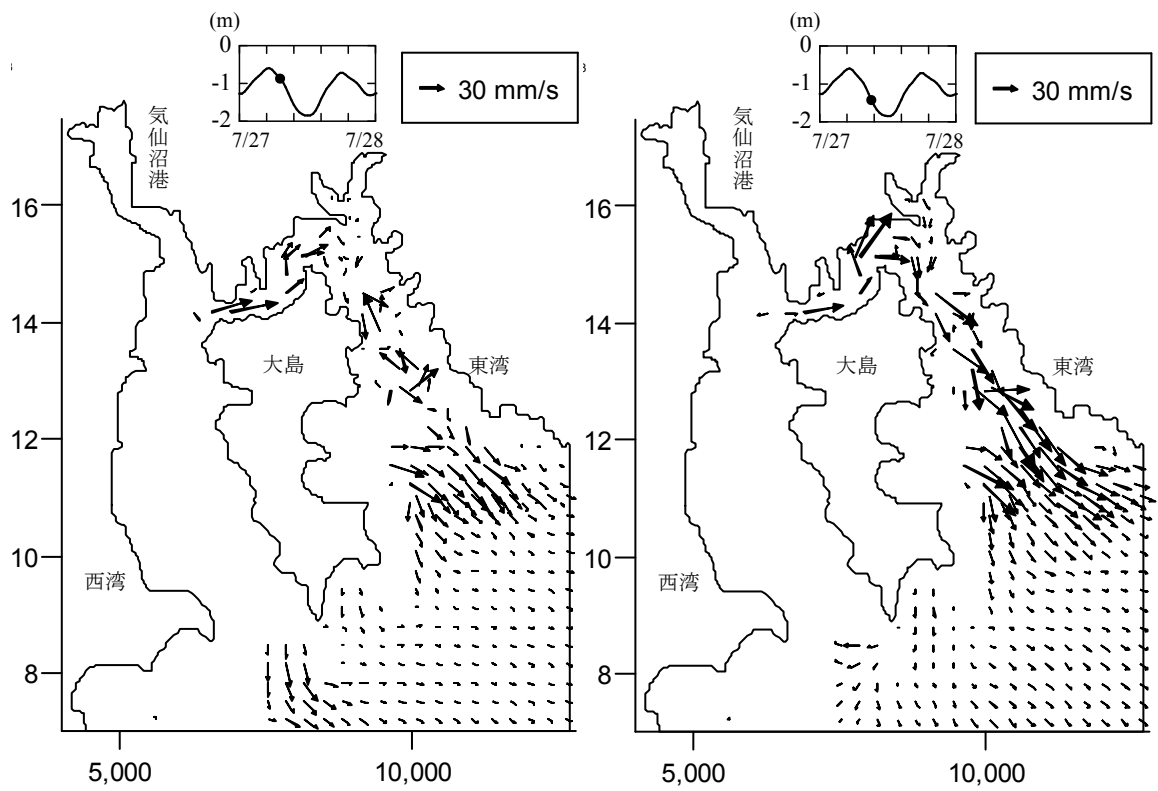


図 4-2-14 震災 [後] の 7 月大潮, 下げ潮 (20m)

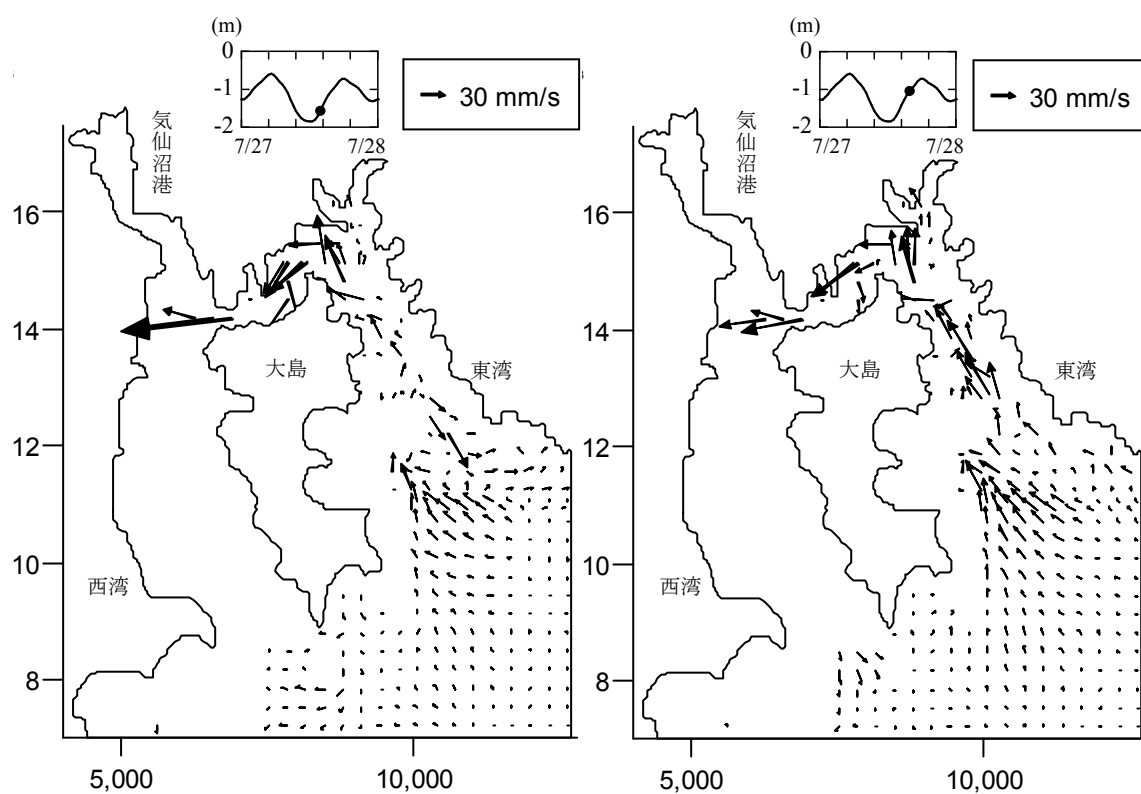


図 4-2-15 震災 [前] の 7 月大潮, 上げ潮 (20m)

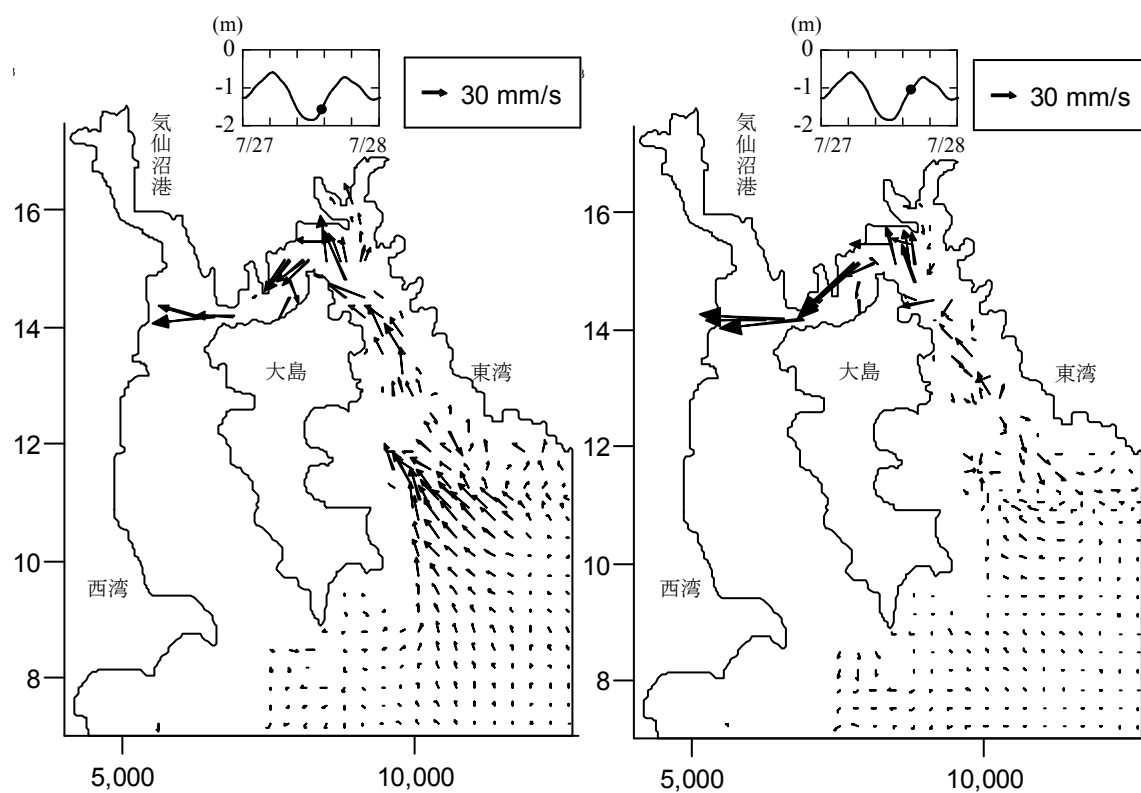


図 4-2-16 震災 [後] の 7 月大潮, 上げ潮 (20m)

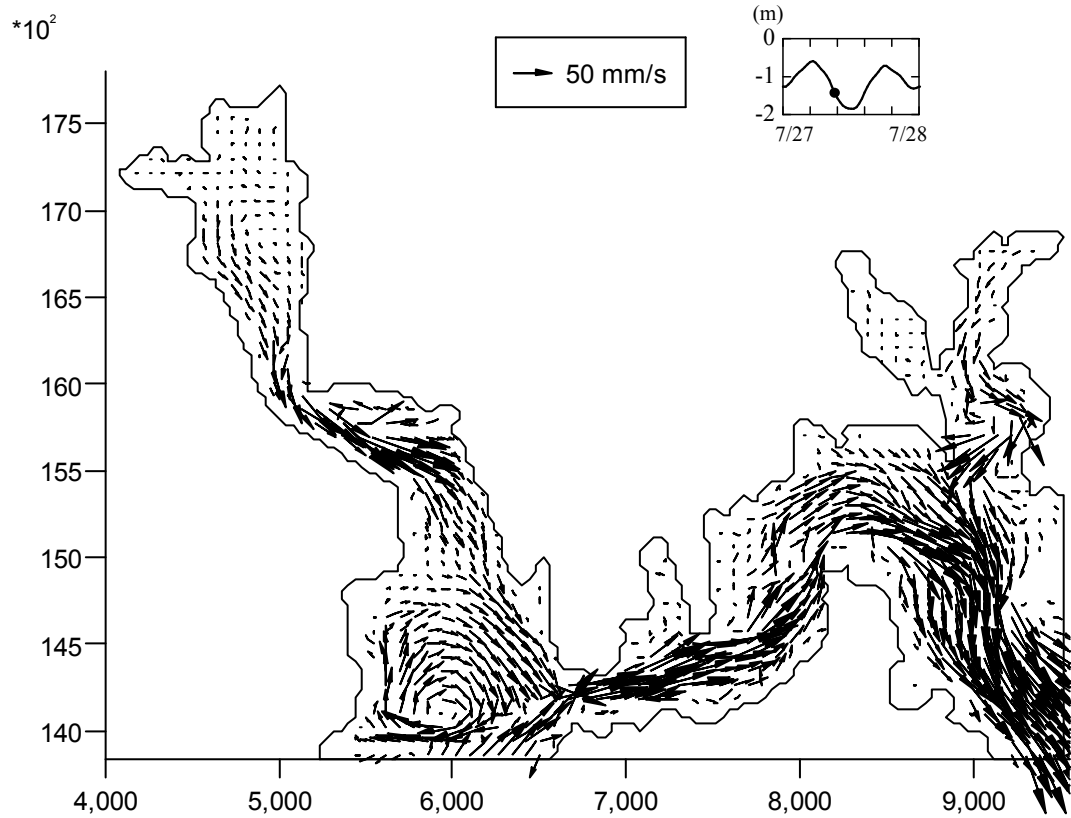


図 4-2-17 震災〔前〕の 7 月大潮、下げ潮 (5m)

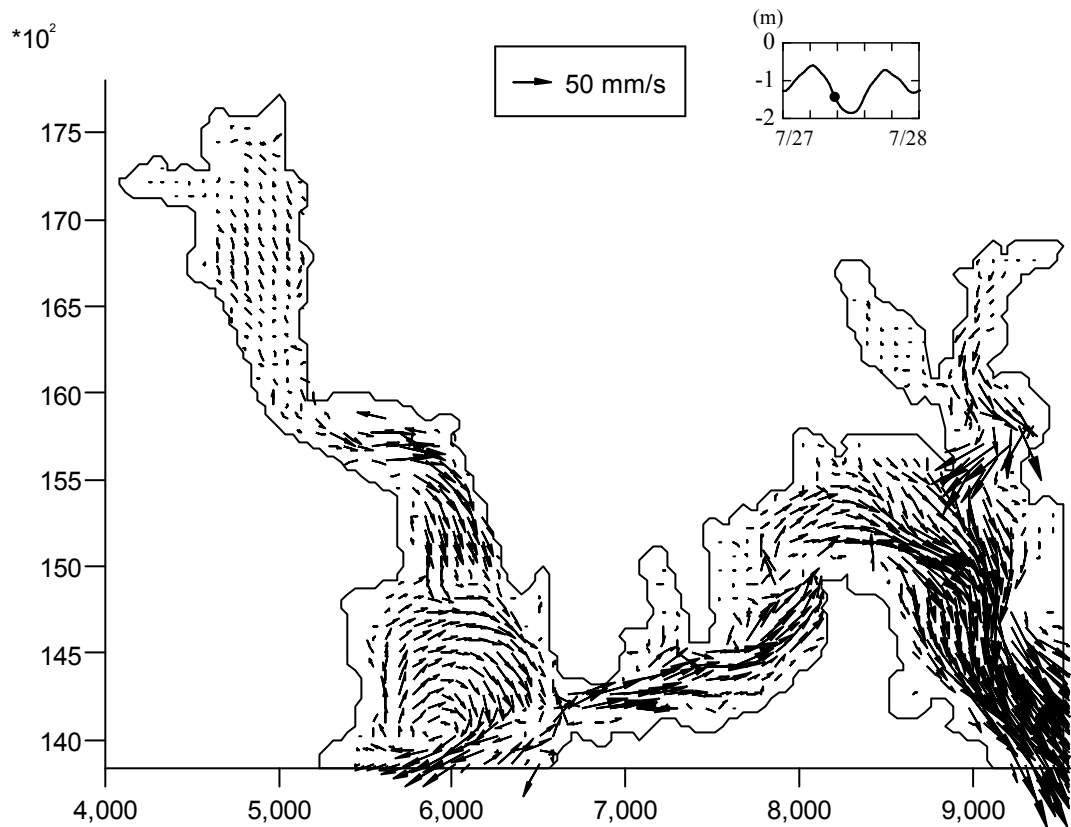


図 4-2-18 震災〔後〕の 7 月大潮、下げ潮 (5m)

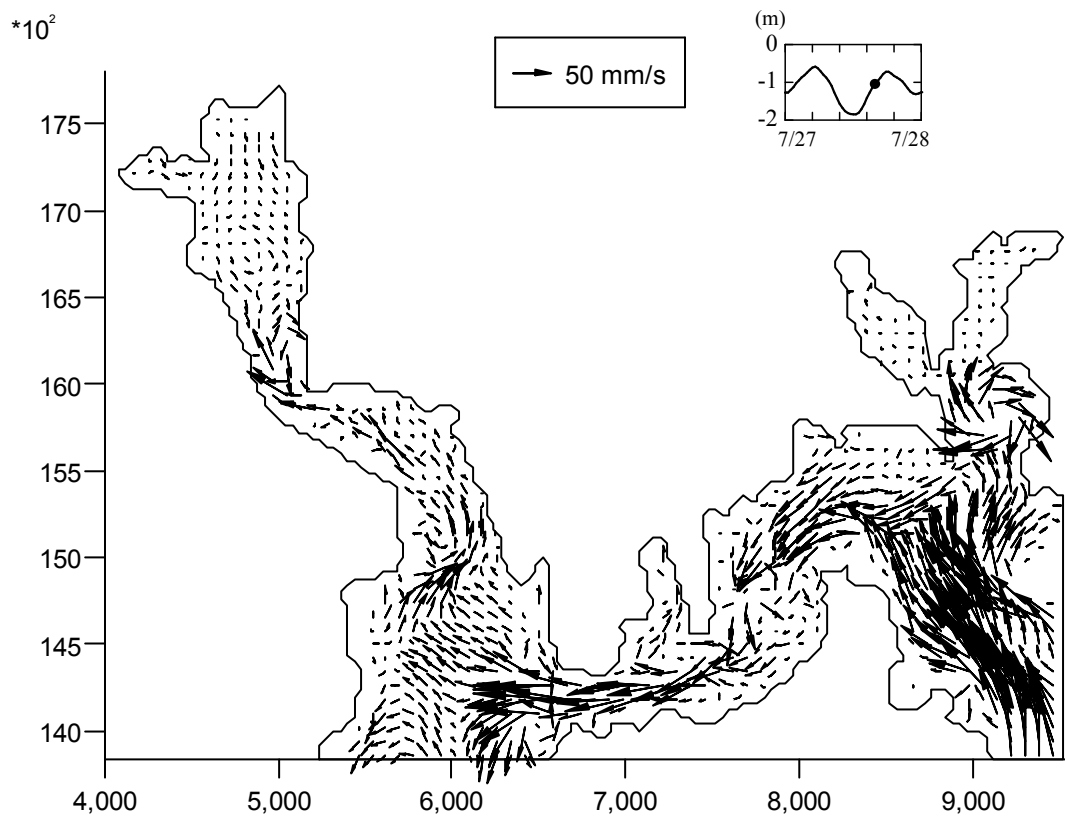


図 4-2-19 震災 [前] の 7 月大潮, 上げ潮 (5m)

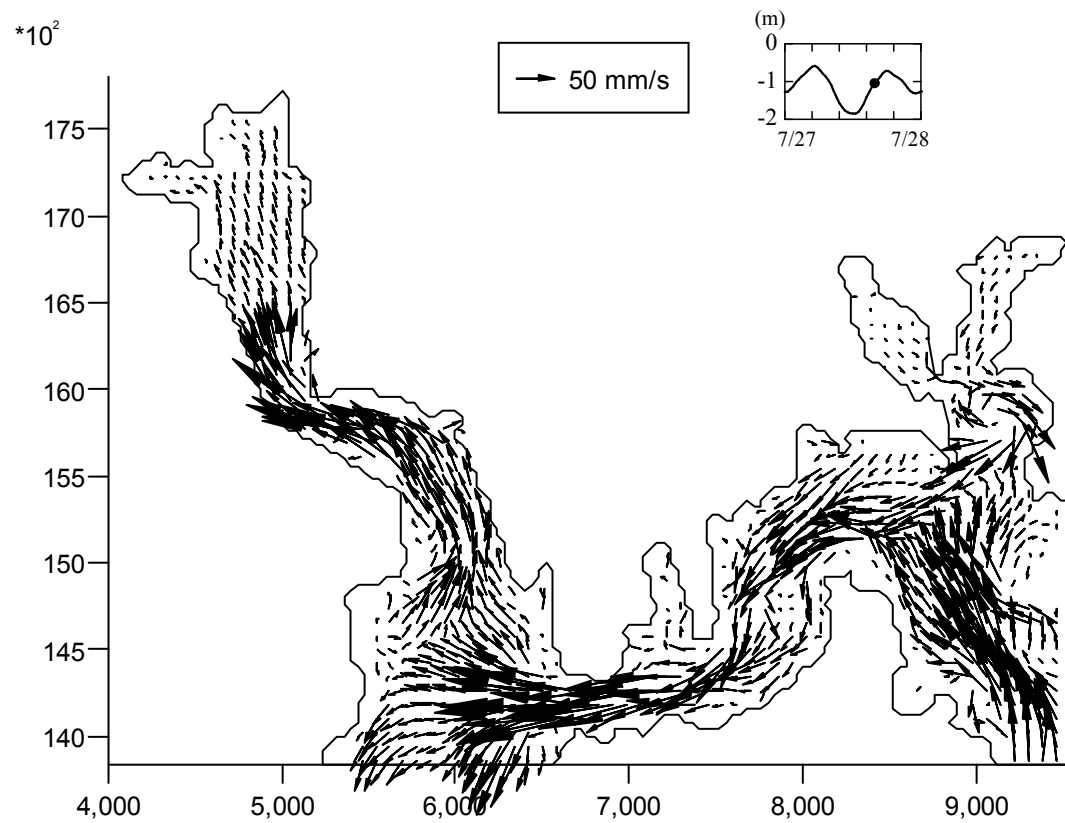


図 4-2-20 震災 [後] の 7 月大潮, 上げ潮 (5m)

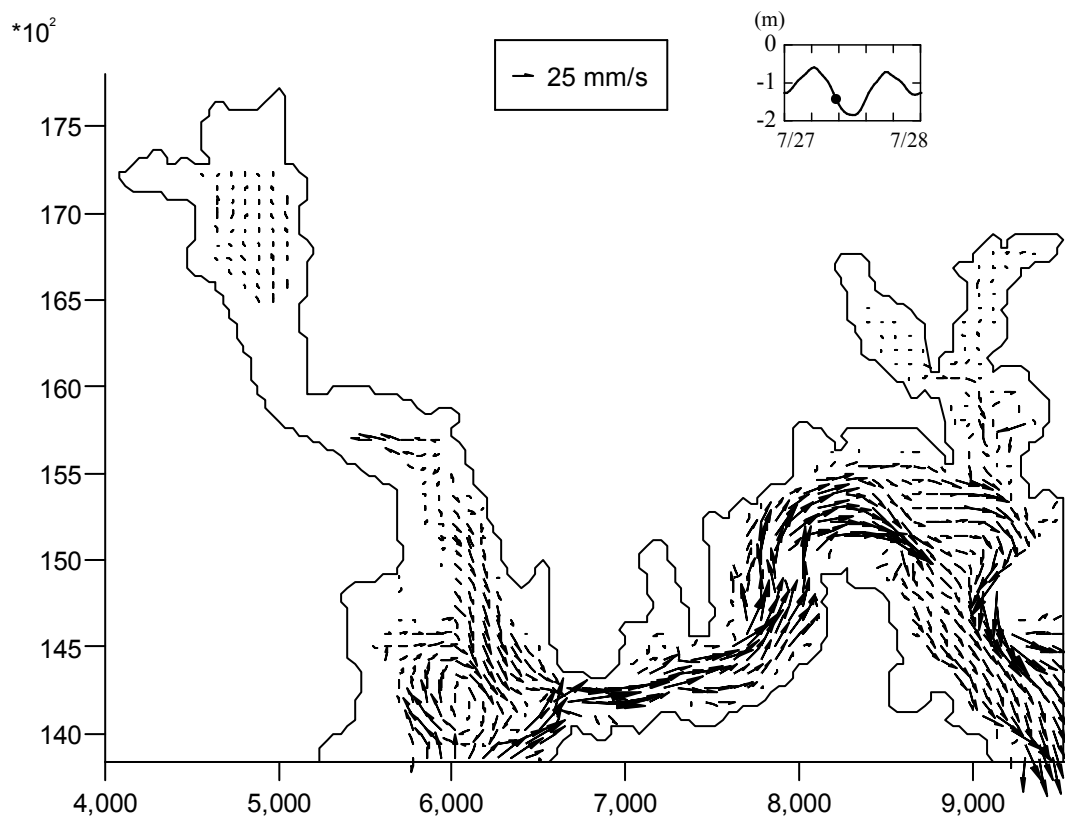


図 4-2-21 震災 [前] の 7 月大潮, 下げ潮 (10m)

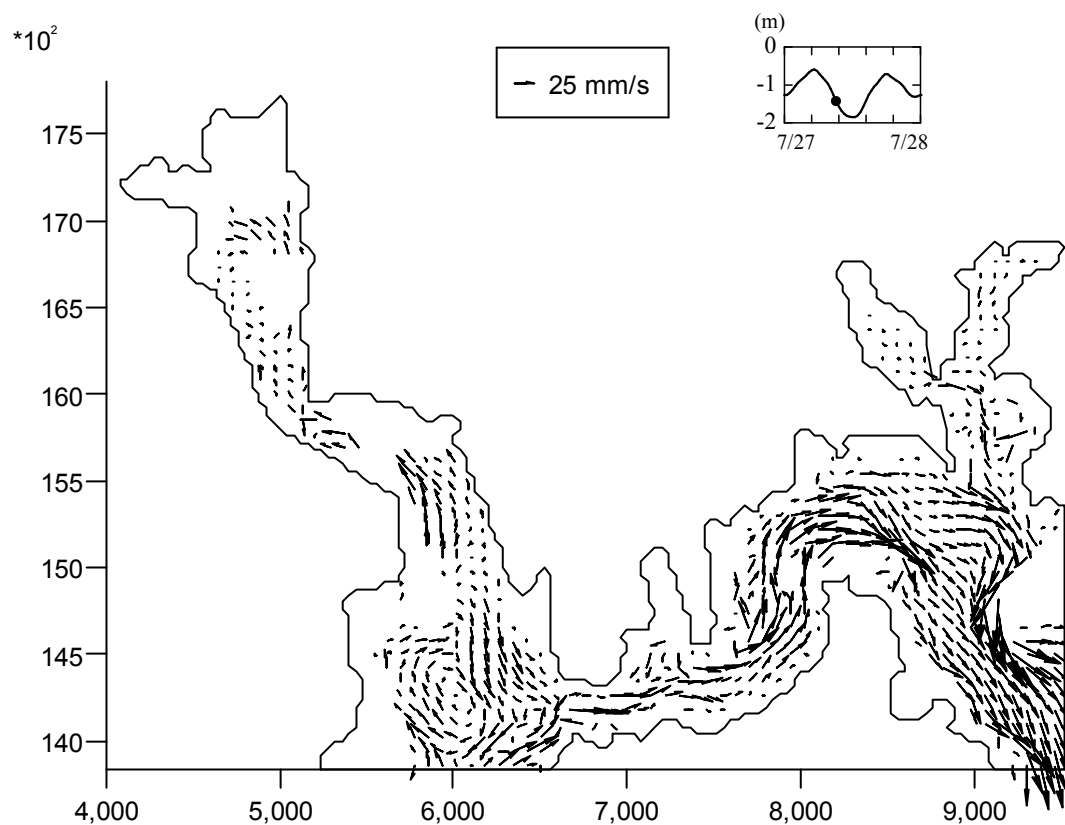
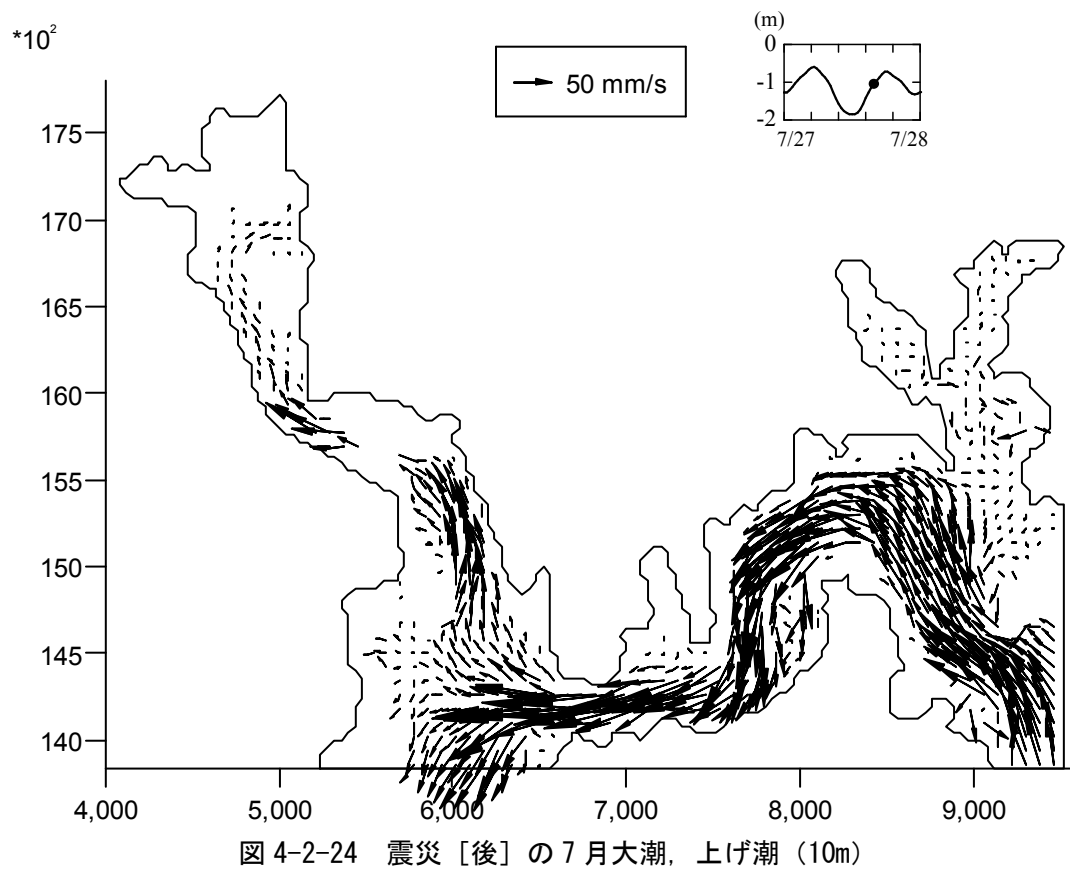
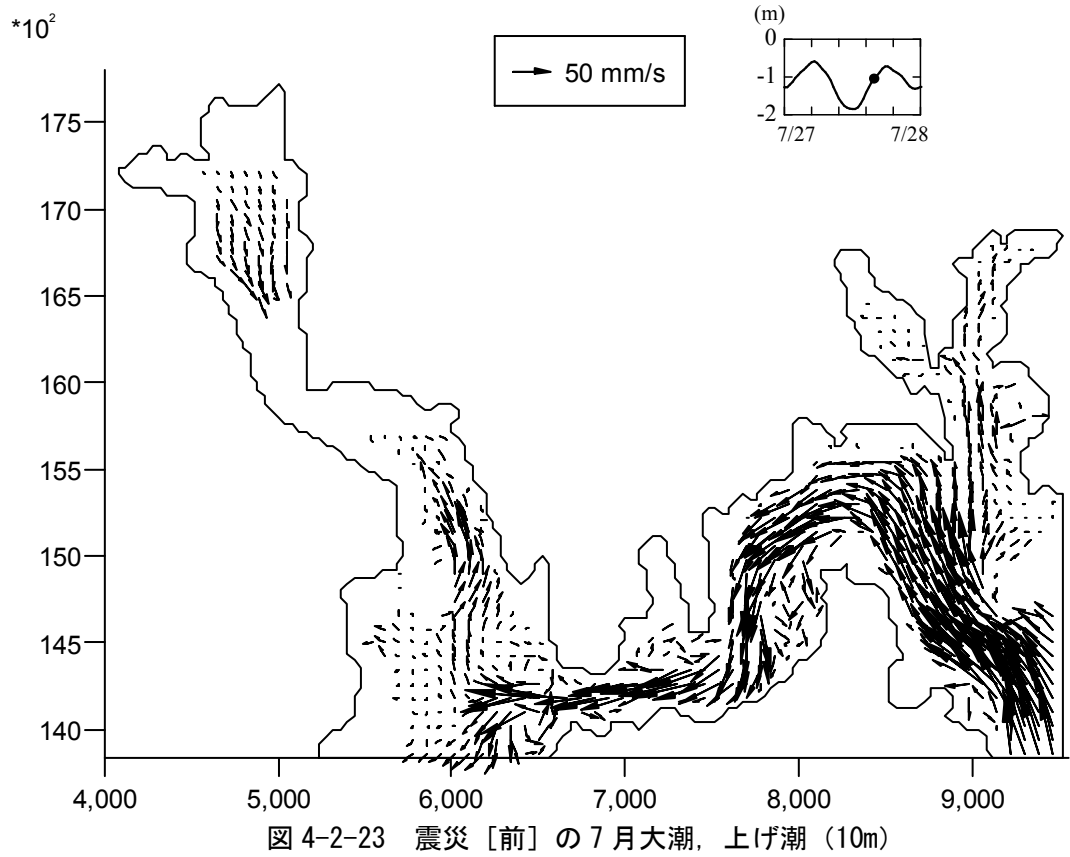


図 4-2-22 震災 [後] の 7 月大潮, 下げ潮 (10m)



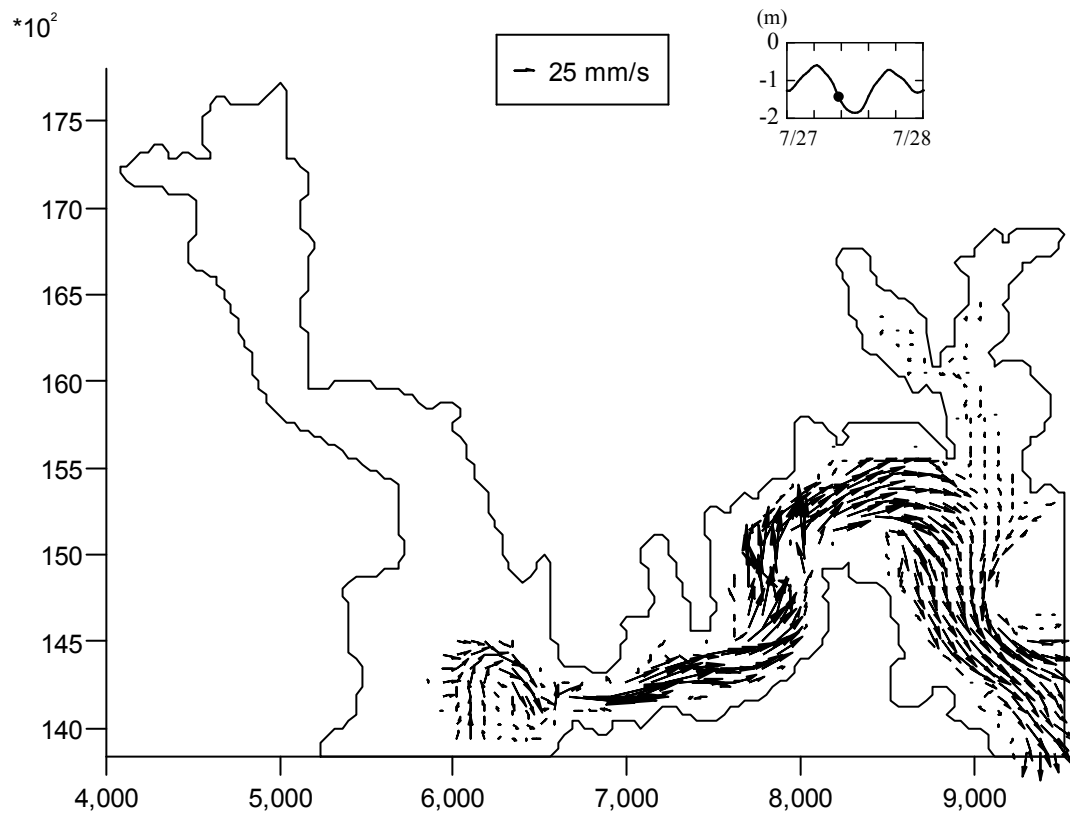


図 4-2-25 震災 [前] の 7 月大潮, 下げ潮 (15m)

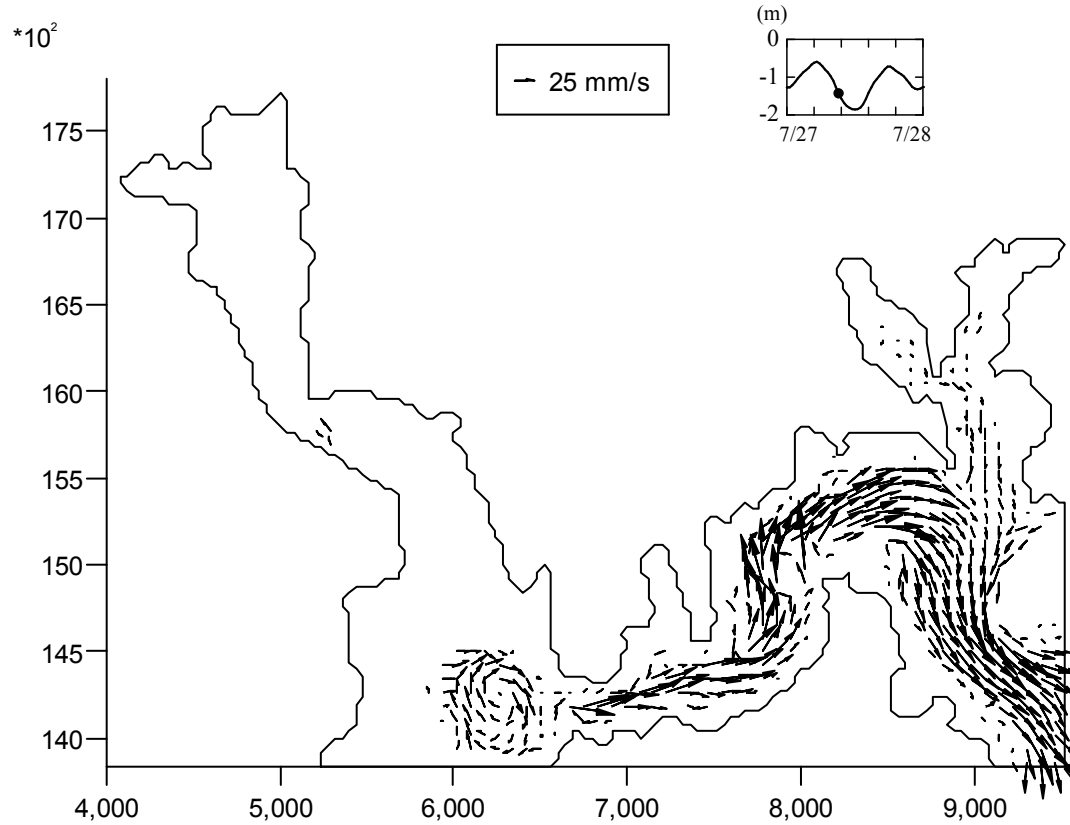


図 4-2-26 震災 [後] の 7 月大潮, 下げ潮 (15m)

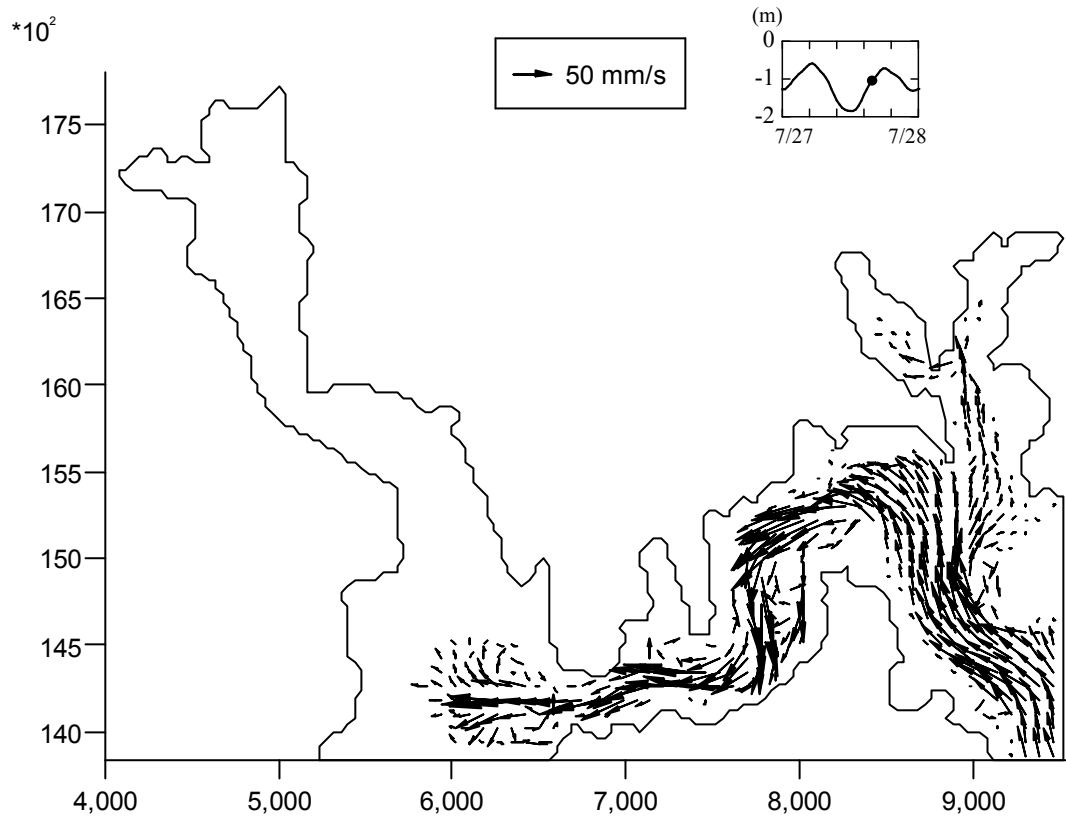


図 4-2-27 震災 [前] の 7 月大潮, 上げ潮 (15m)

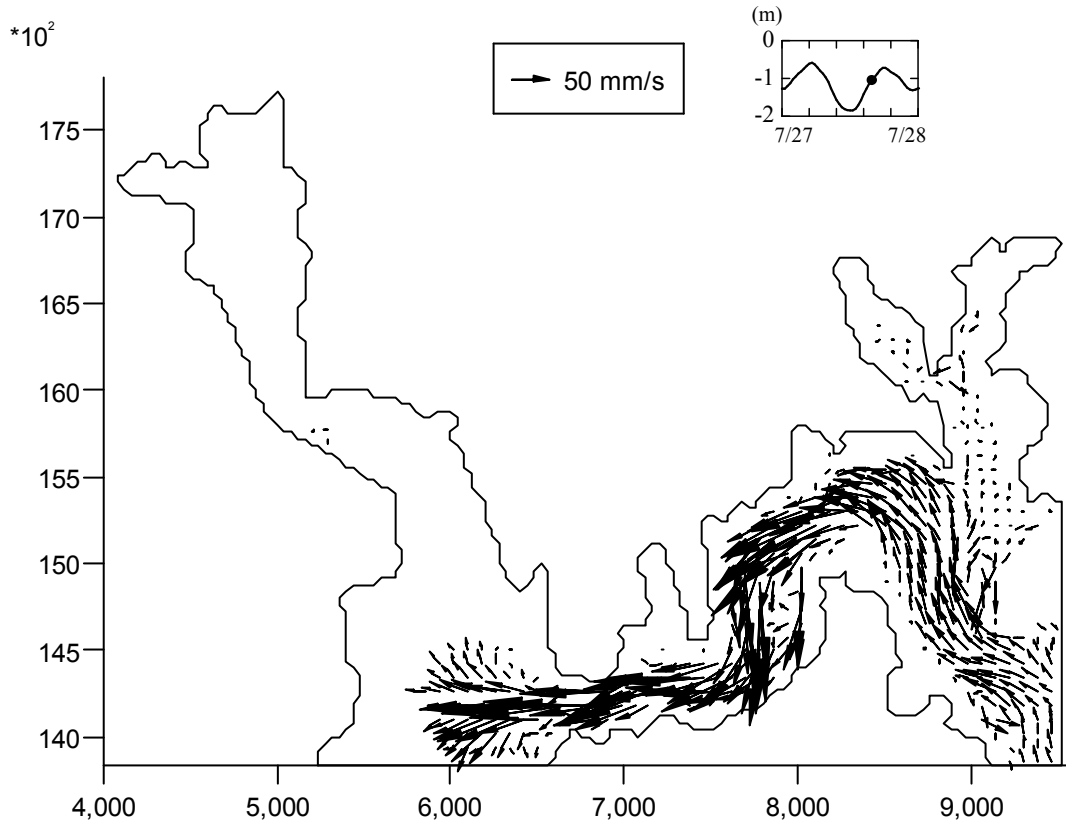


図 4-2-28 震災 [後] の 7 月大潮, 上げ潮 (15m)

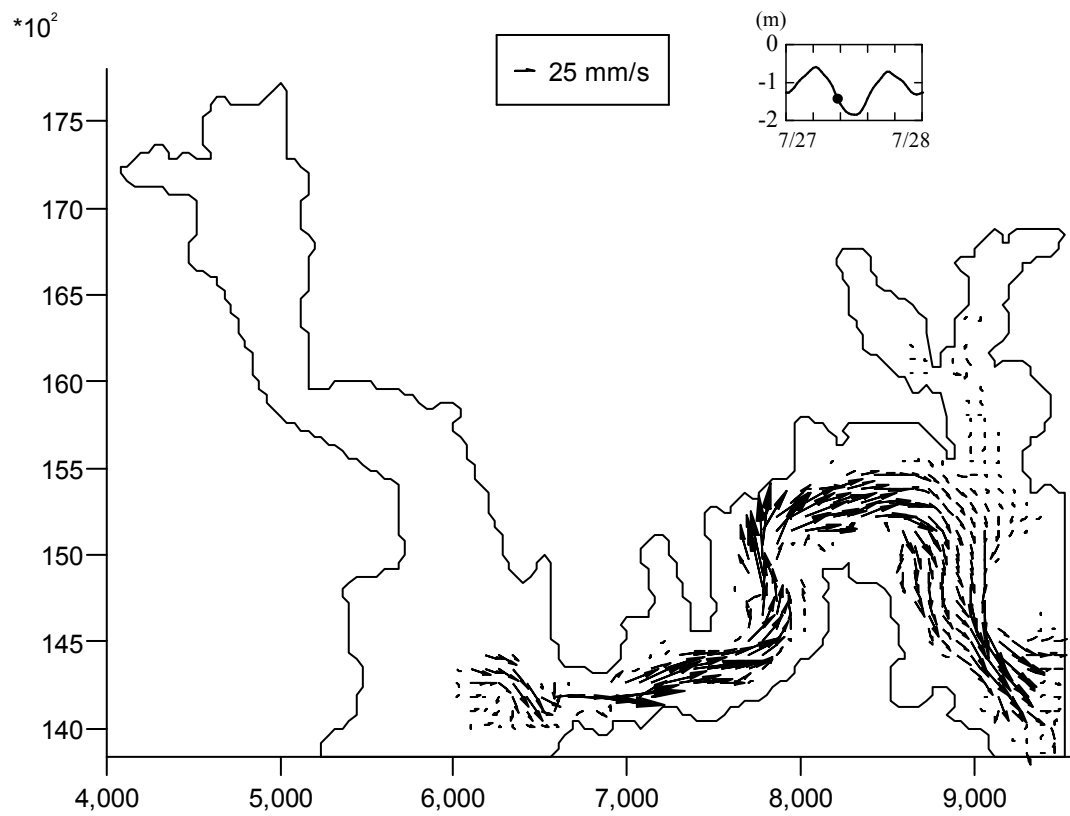


図 4-2-29 震災 [前] の 7 月大潮, 下げ潮 (20m)

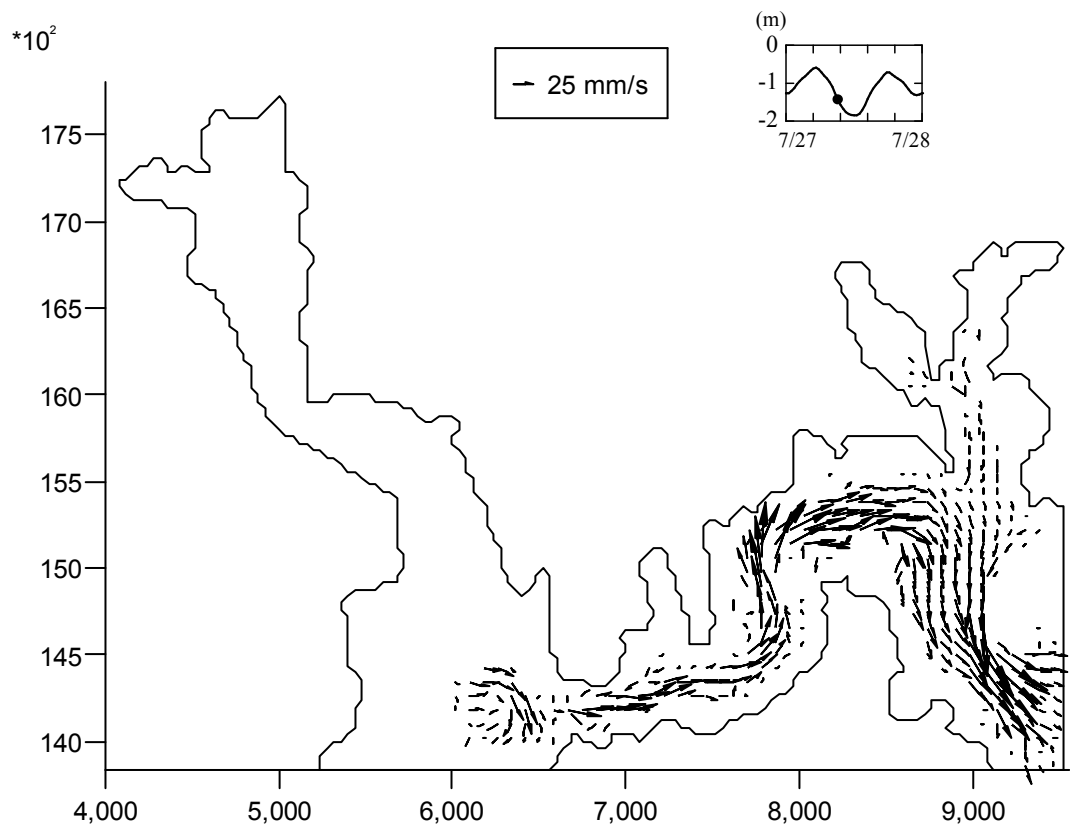


図 4-2-30 震災 [後] の 7 月大潮, 下げ潮 (20m)

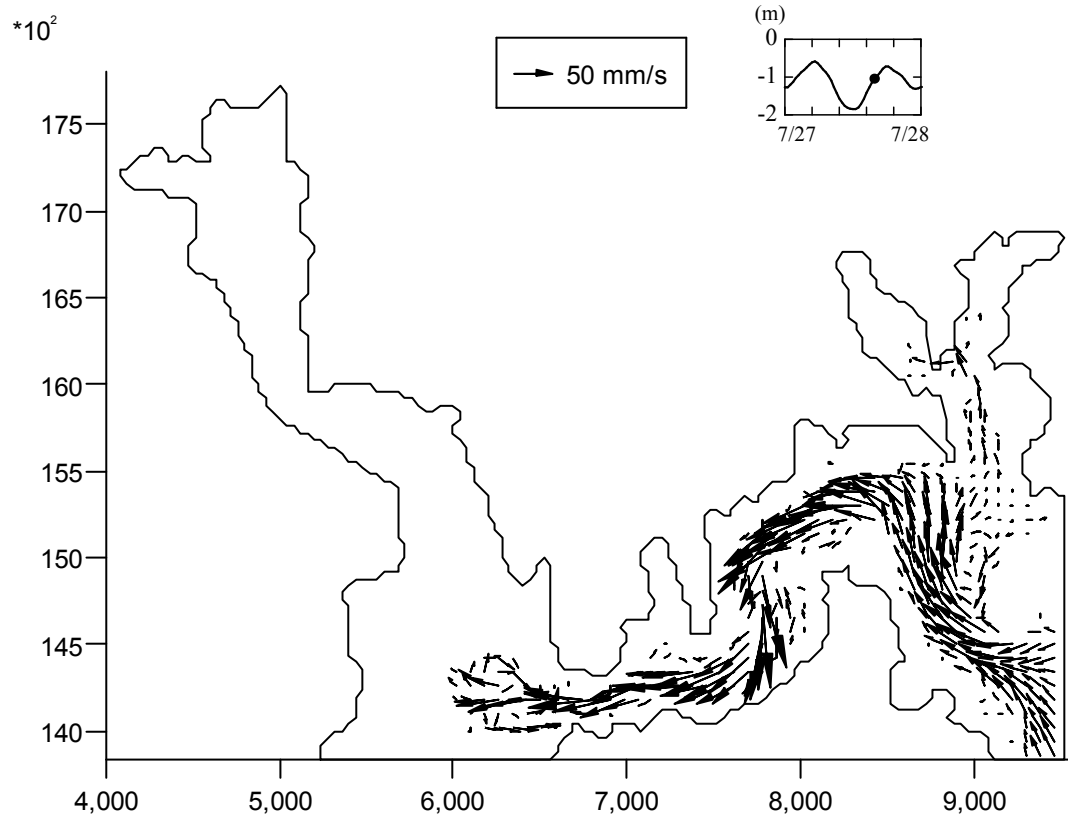


図 4-2-31 震災 [前] の 7 月大潮, 上げ潮 (20m)

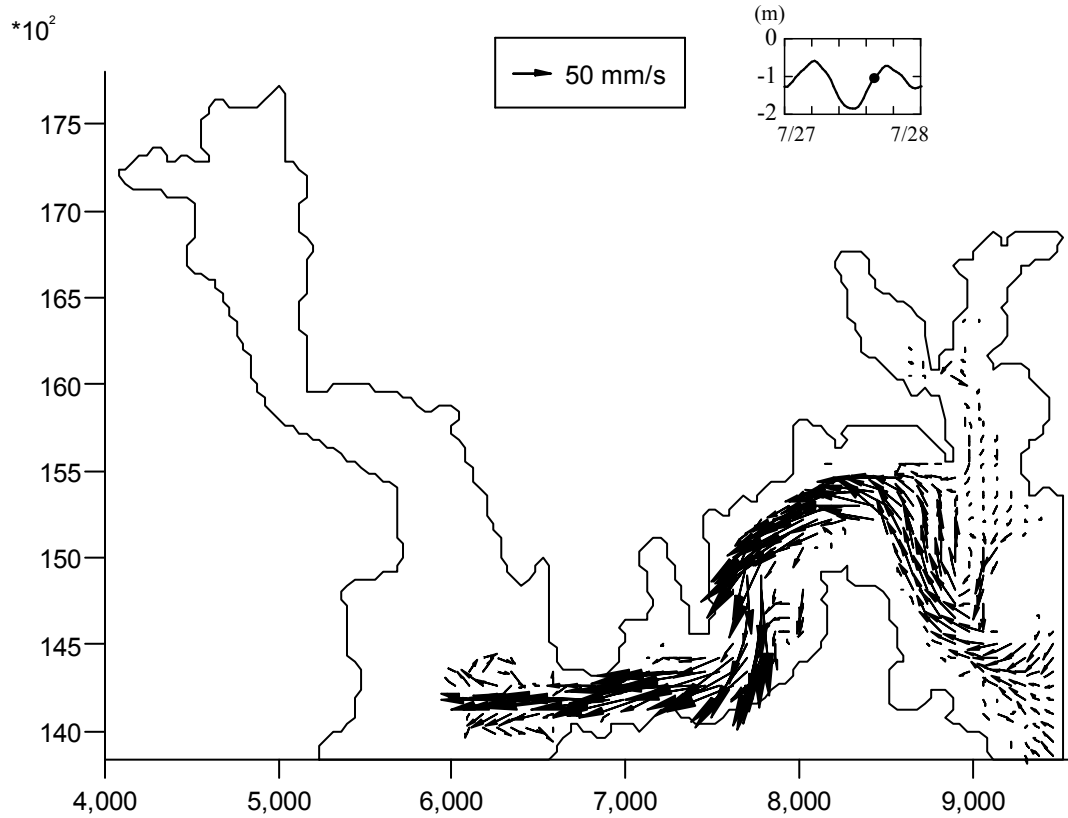


図 4-2-32 震災 [後] の 7 月大潮, 上げ潮 (20m)

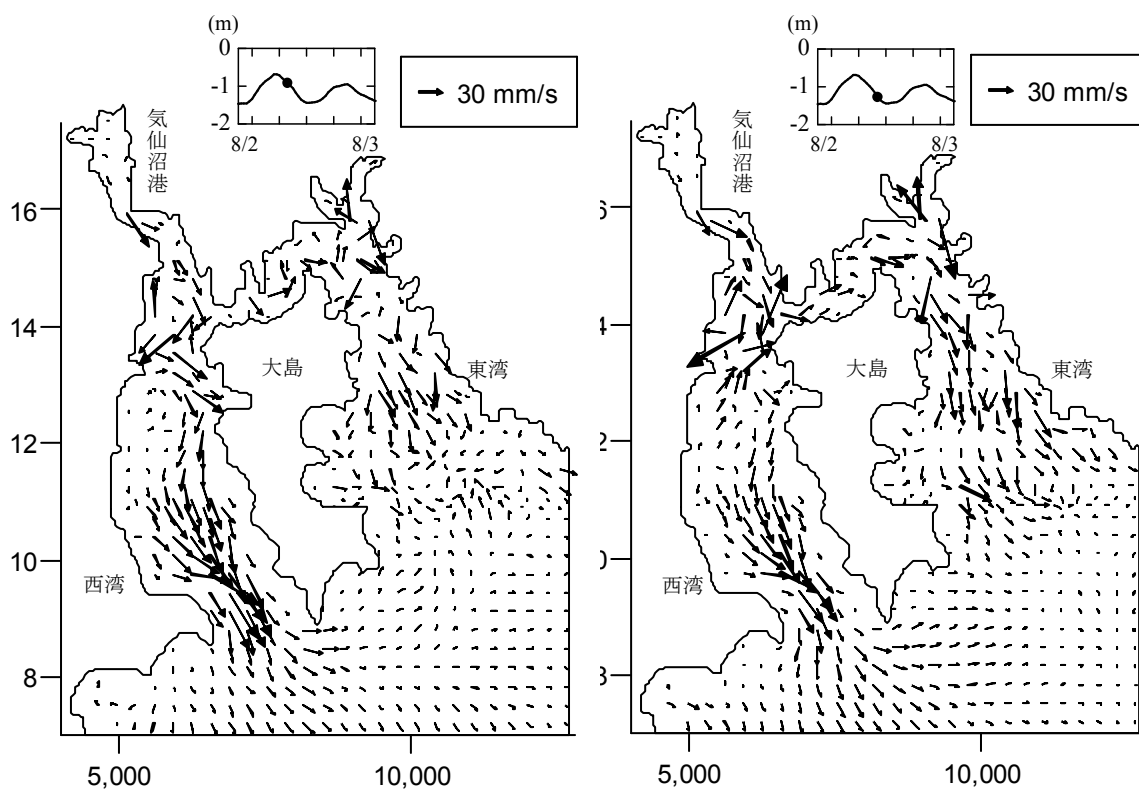


図 4-2-33 震災〔前〕の7月小潮，下げ潮（5m）

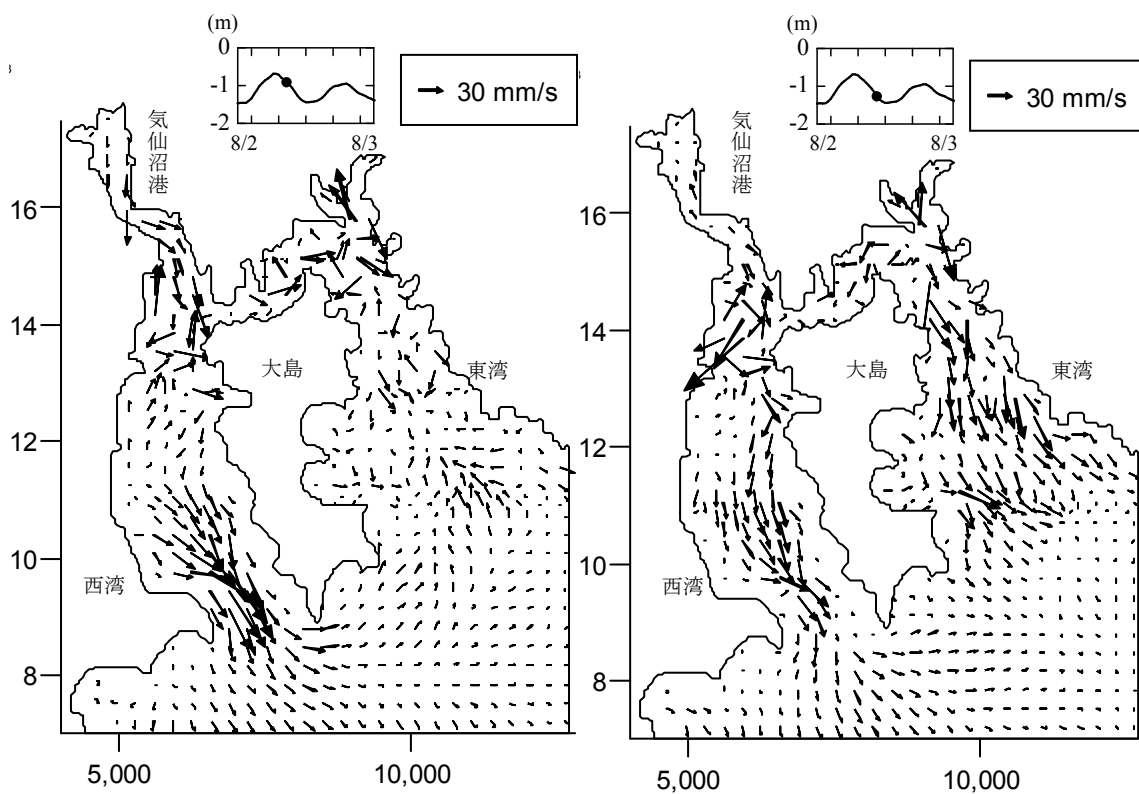


図 4-2-34 震災〔後〕の7月小潮，下げ潮（5m）

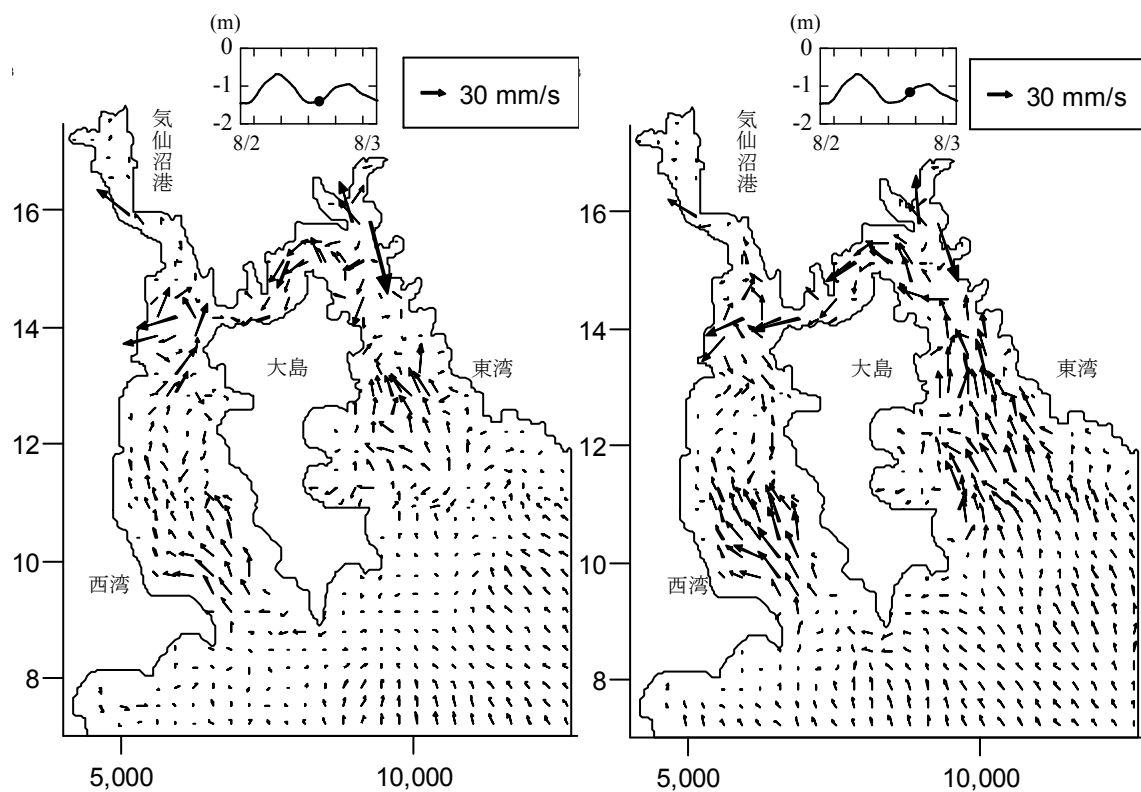


図 4-2-35 震災 [前] の 7 月小潮, 上げ潮 (5m)

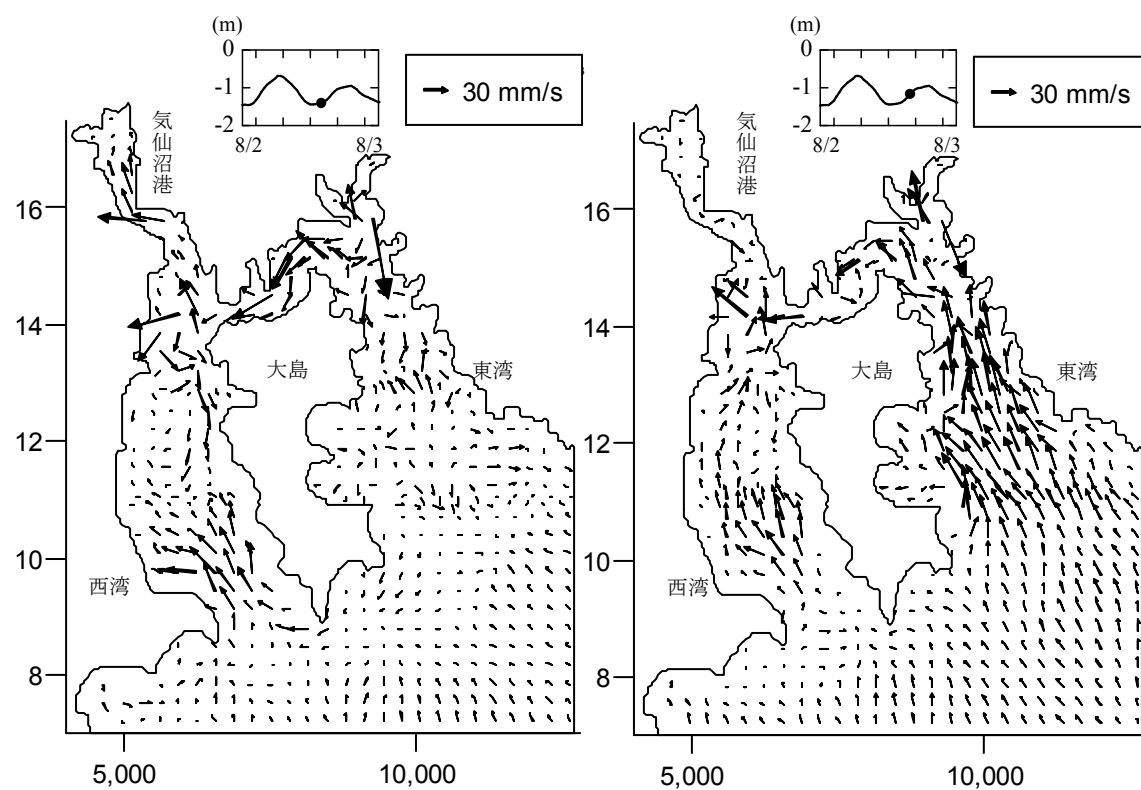


図 4-2-36 震災 [後] の 7 月小潮, 上げ潮 (5m)

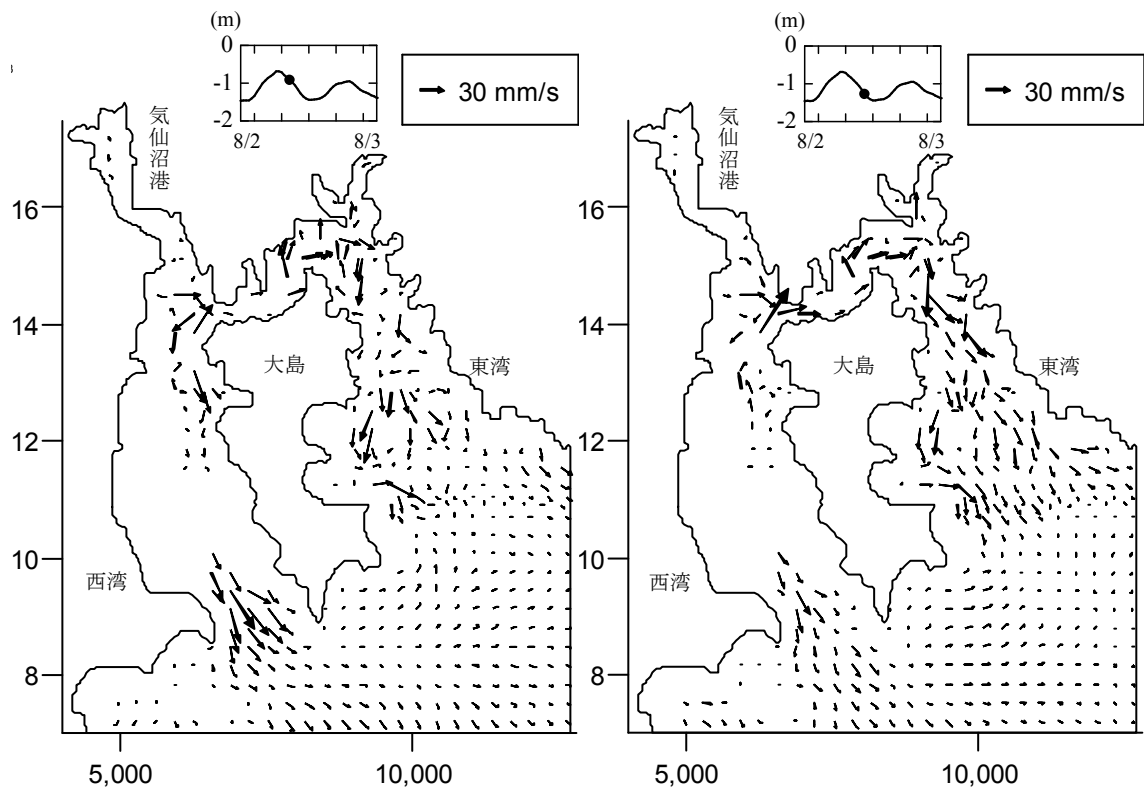


図 4-2-37 震災 [前] の 7 月小潮, 下げ潮 (10m)

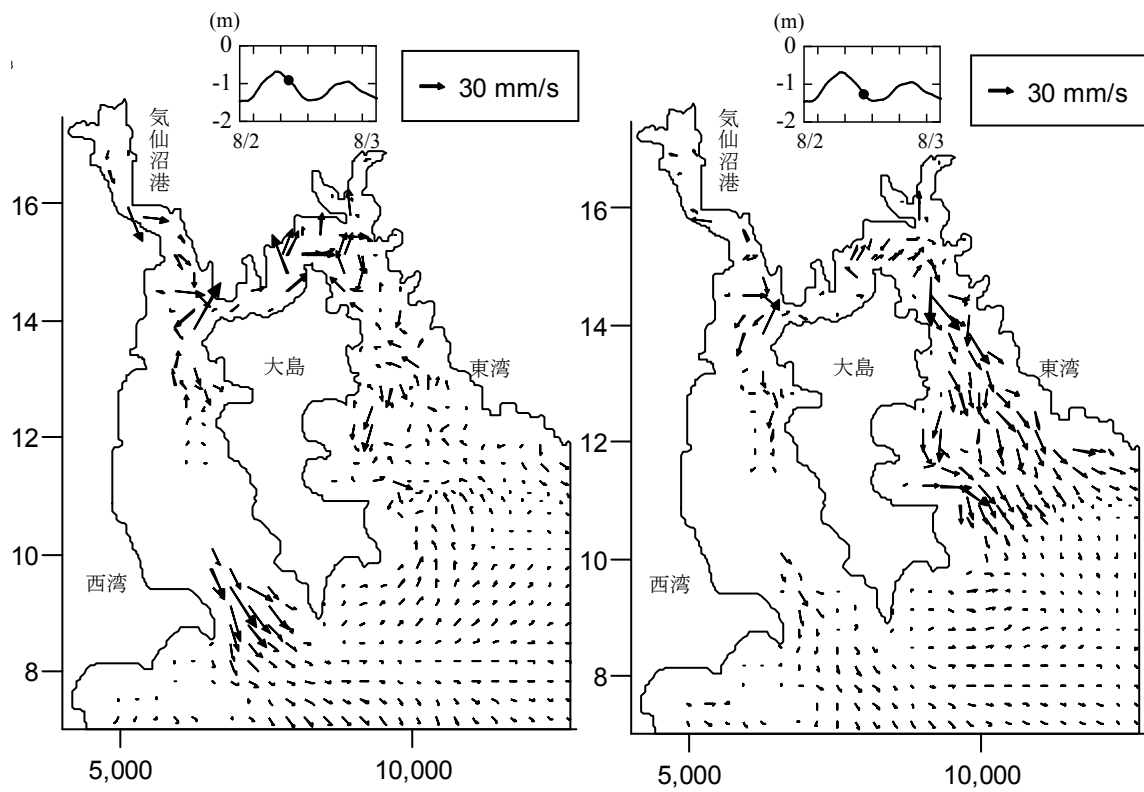


図 4-2-38 震災 [後] の 7 月小潮, 下げ潮 (10m)

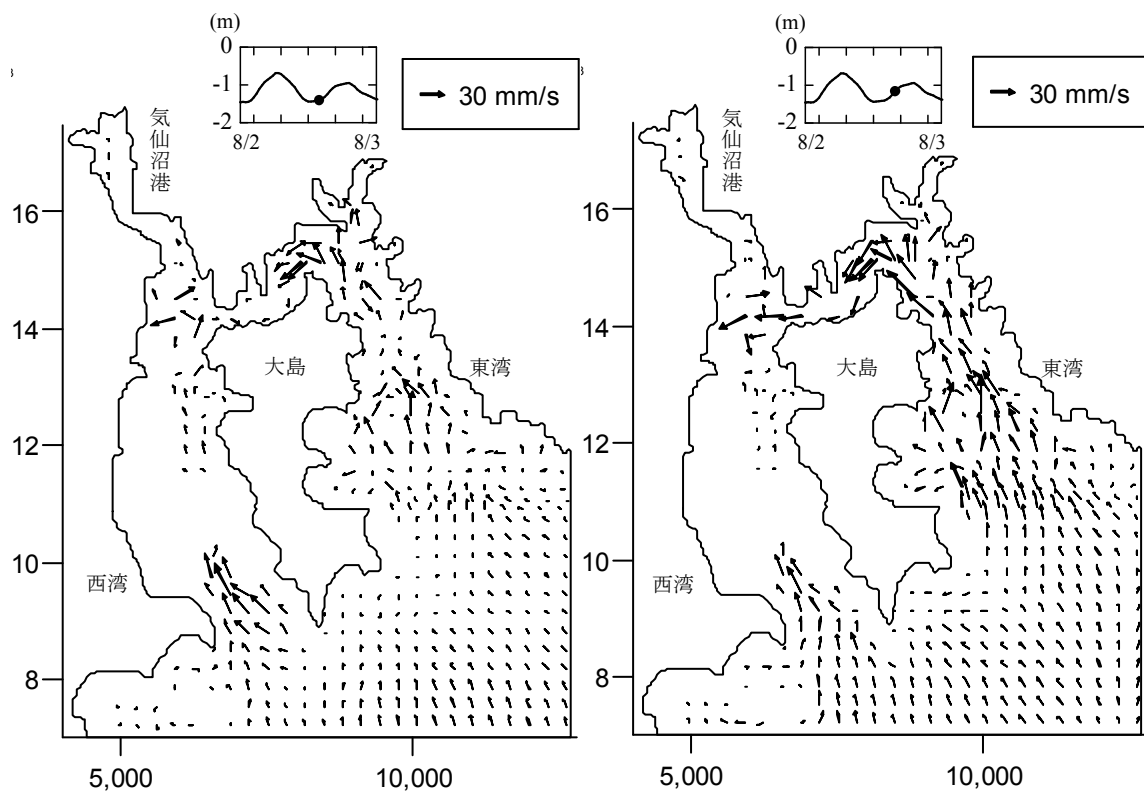


図 4-2-39 震災 [前] の 7 月小潮, 上げ潮 (10m)

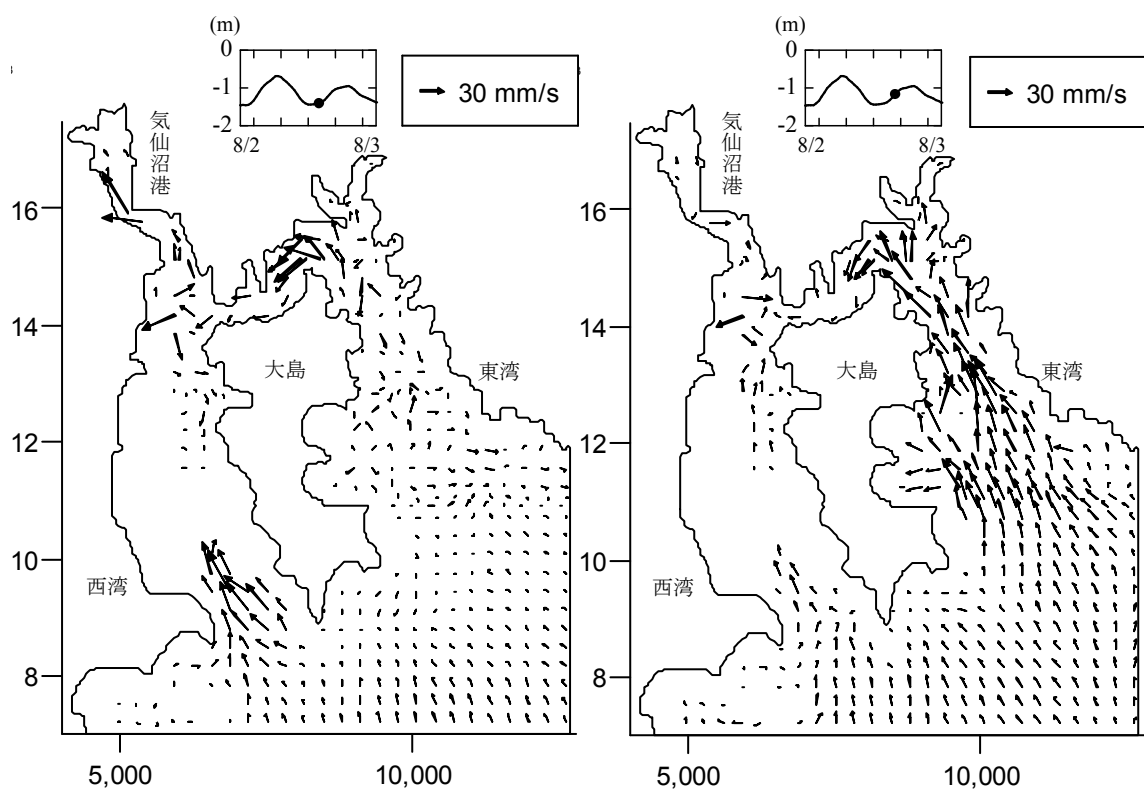


図 4-2-40 震災 [後] の 7 月小潮, 上げ潮 (10m)

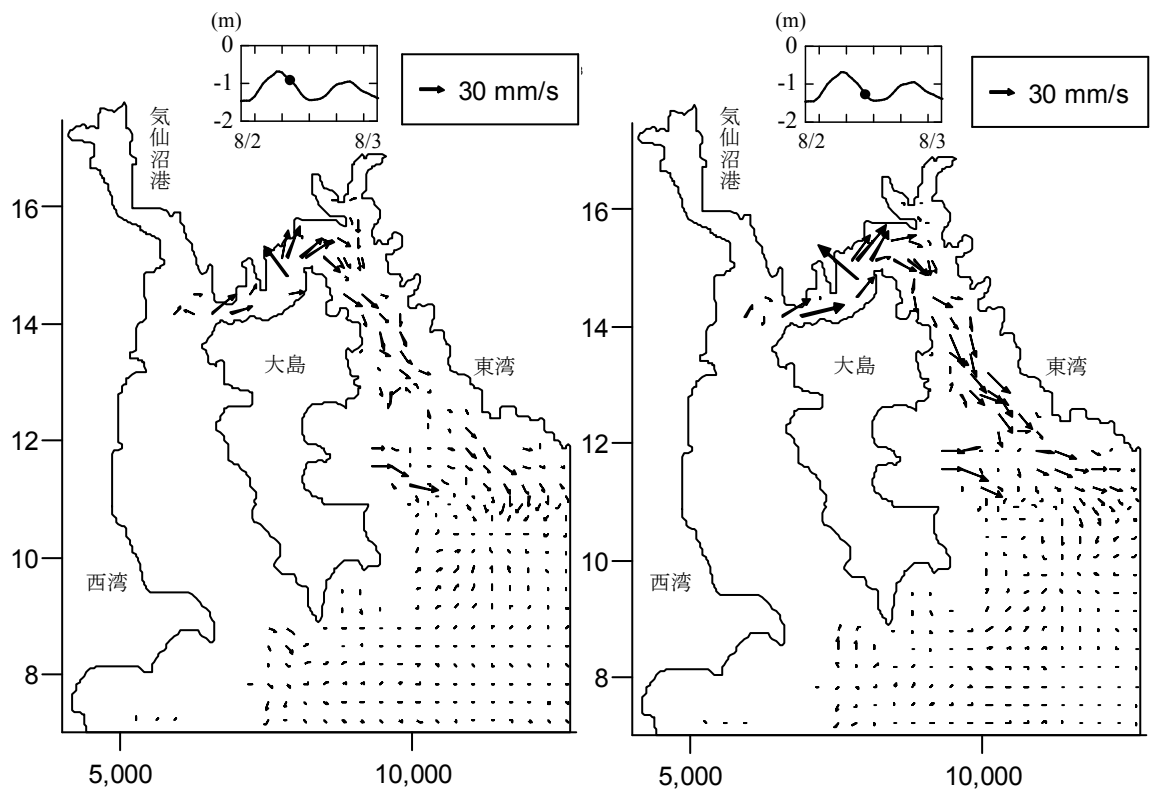


図 4-2-41 震災 [前] の 7 月小潮, 下げ潮 (15m)

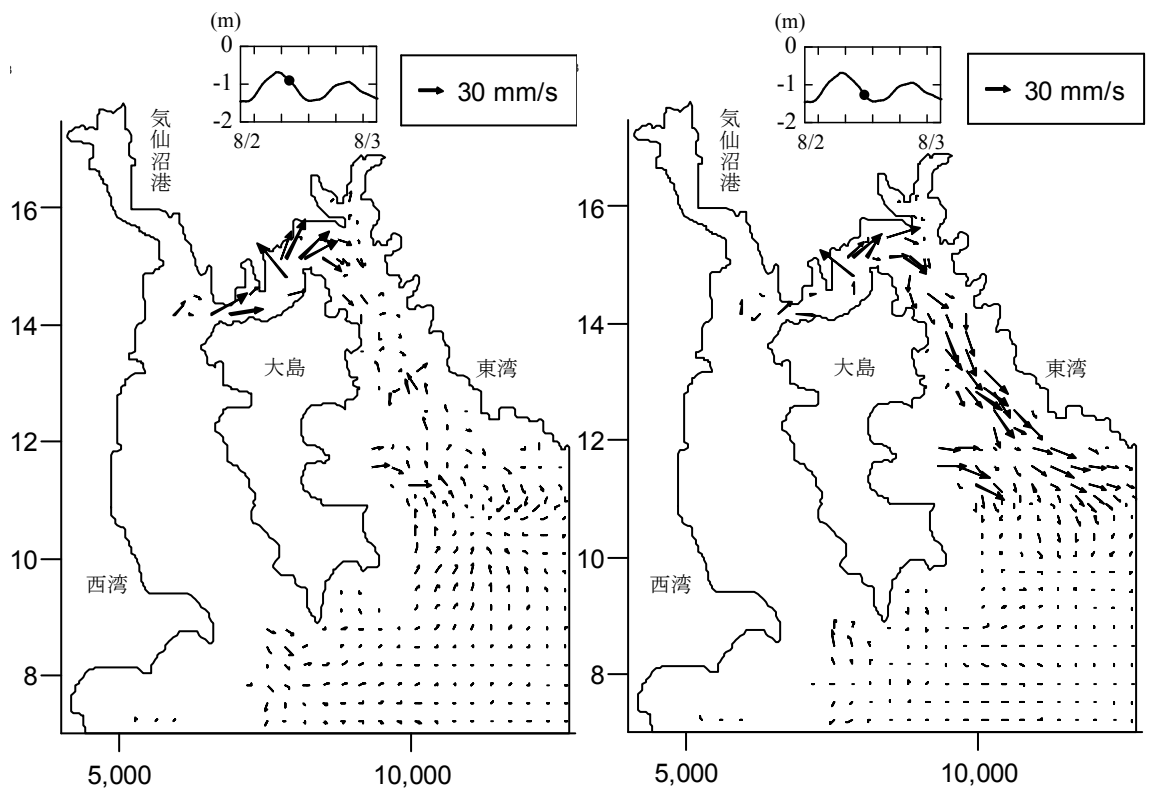


図 4-2-42 震災 [後] の 7 月小潮, 下げ潮 (15m)

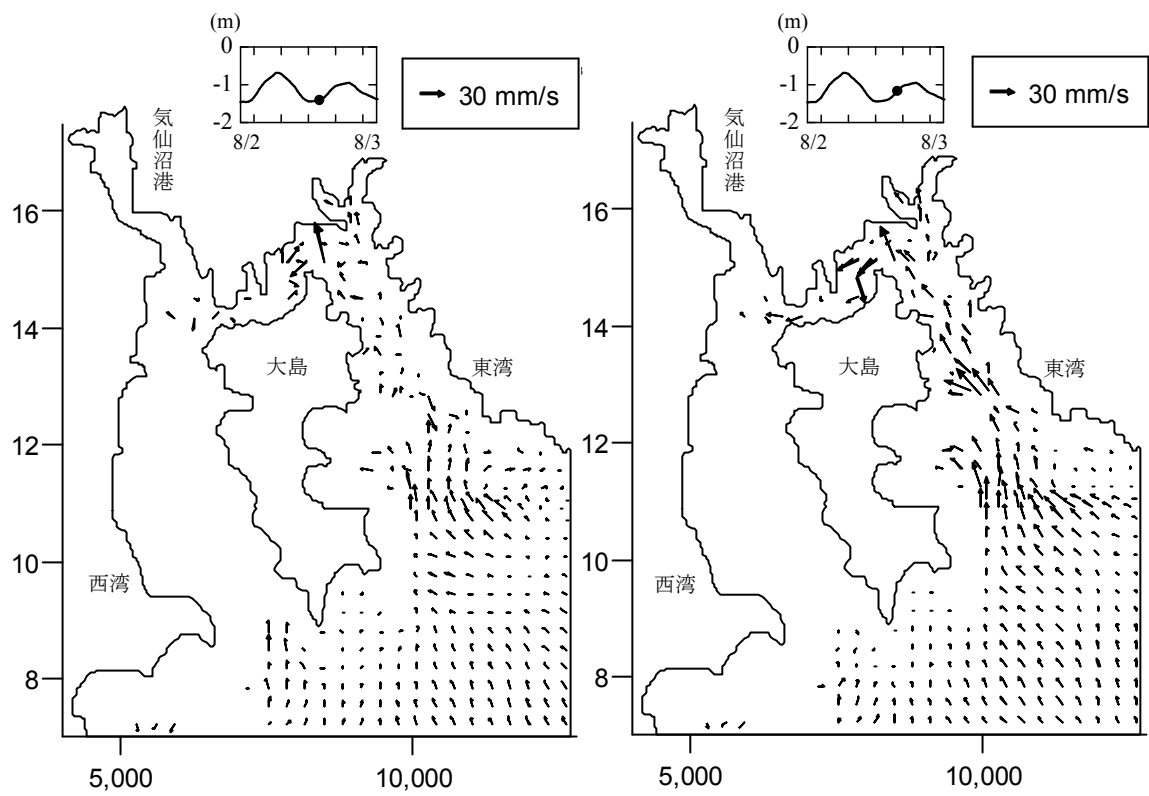


図 4-2-43 震災 [前] の 7 月小潮, 上げ潮 (15m)

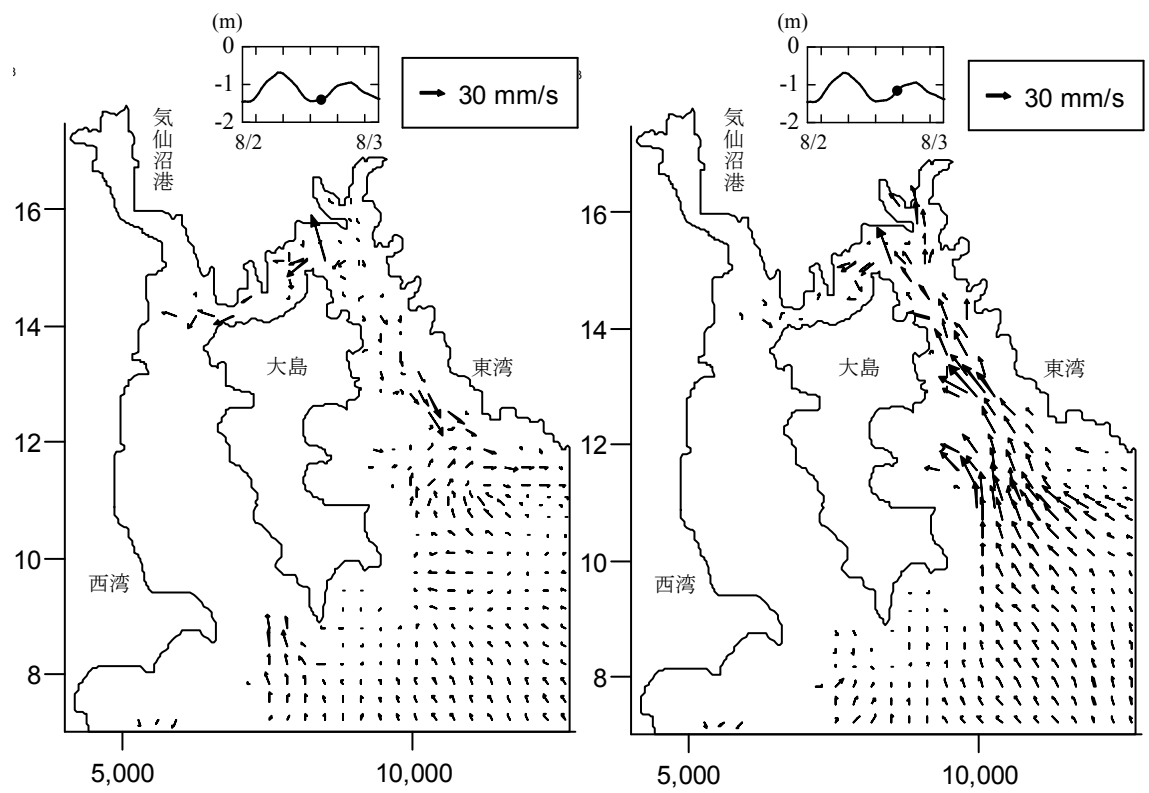


図 4-2-44 震災 [後] の 7 月小潮, 上げ潮 (15m)

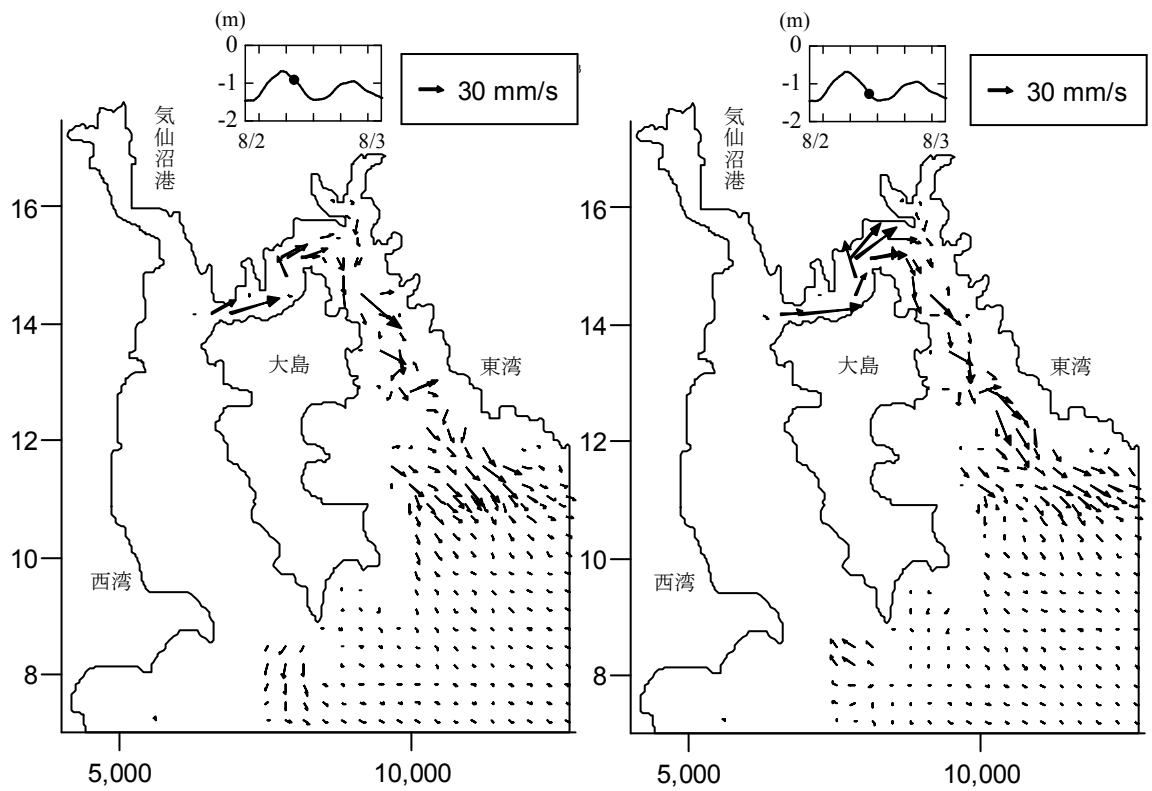


図 4-2-45 震災〔前〕の 7 月小潮，下げ潮（20m）

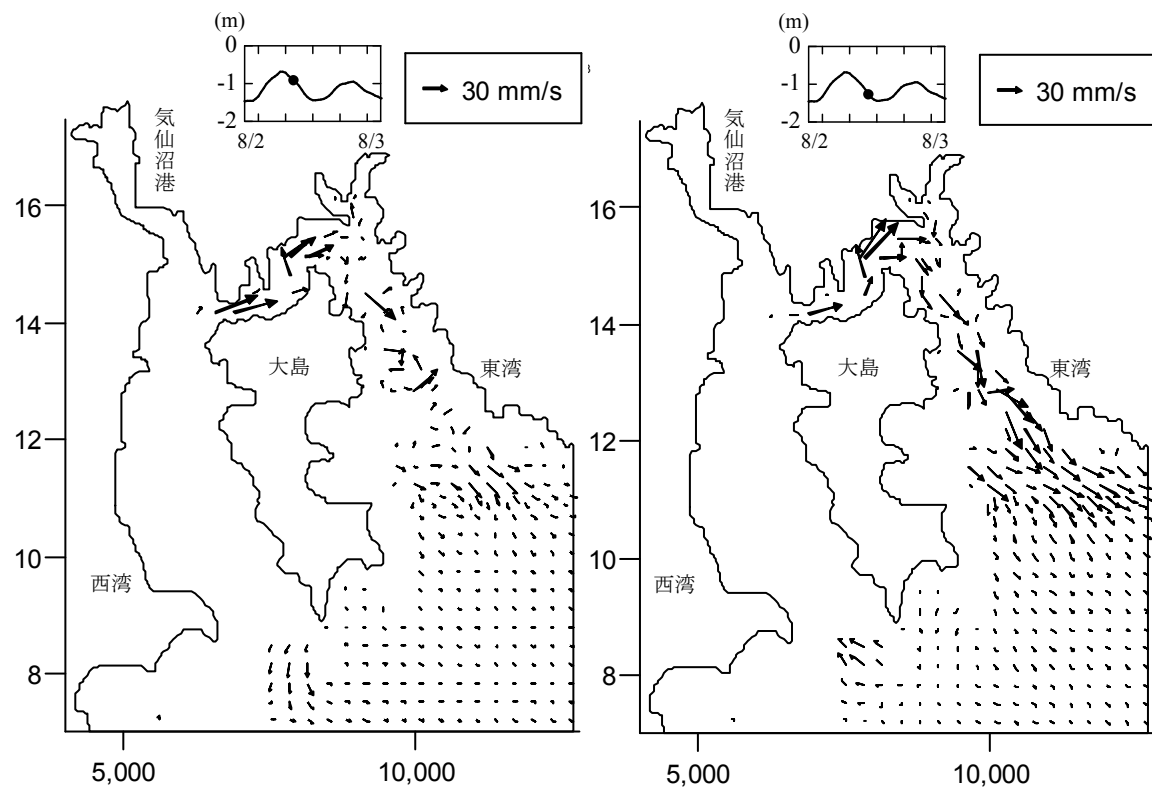


図 4-2-46 震災〔後〕の 7 月小潮，下げ潮（20m）

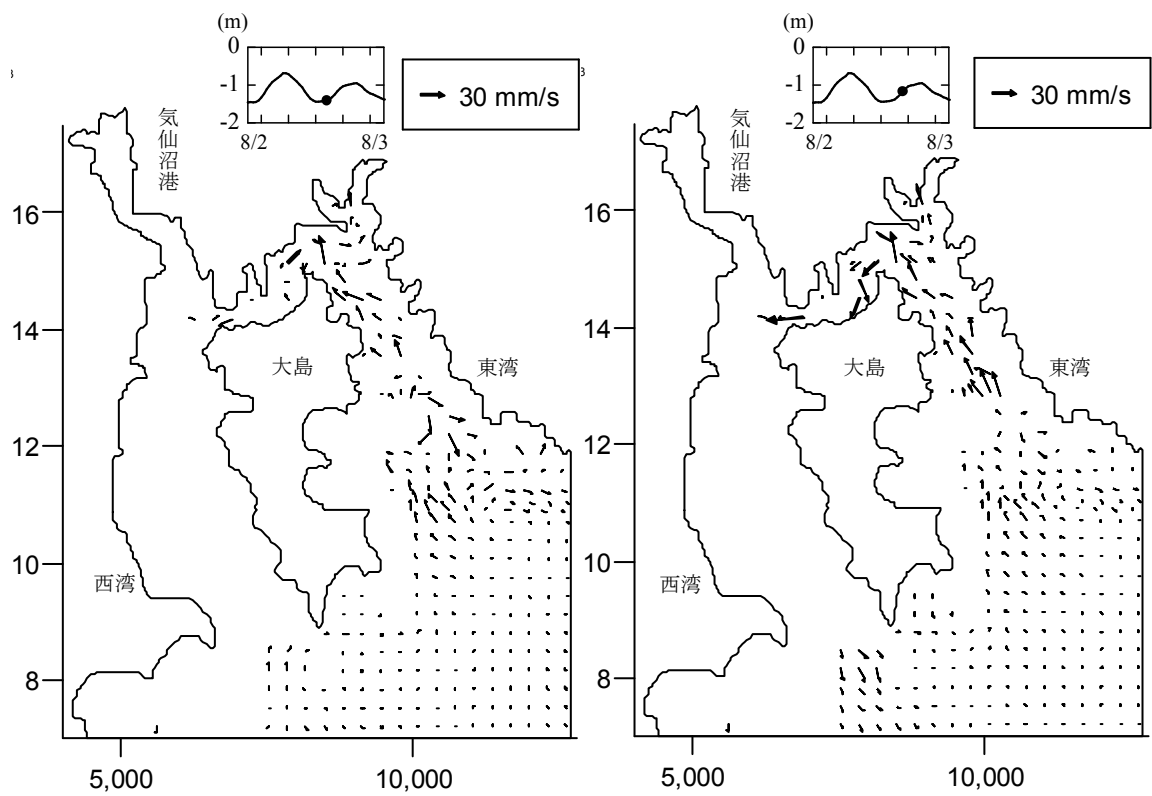


図 4-2-47 震災 [前] の 7 月小潮, 上げ潮 (20m)

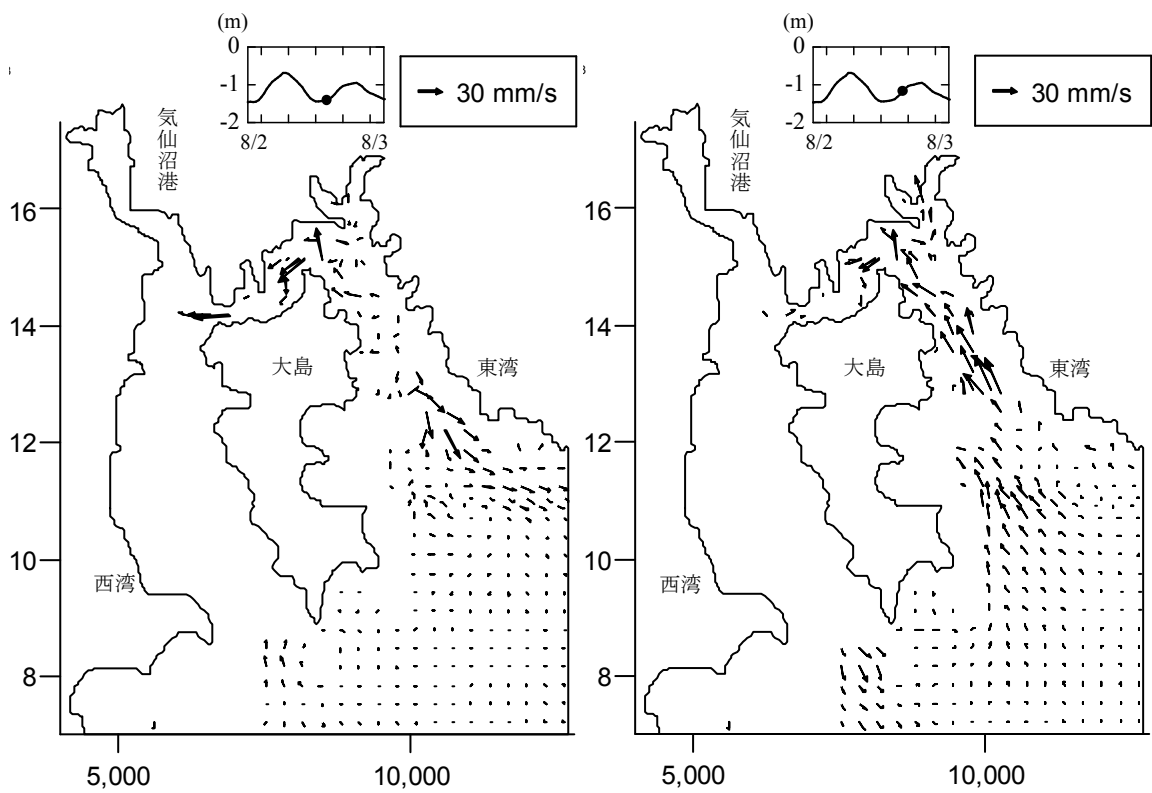
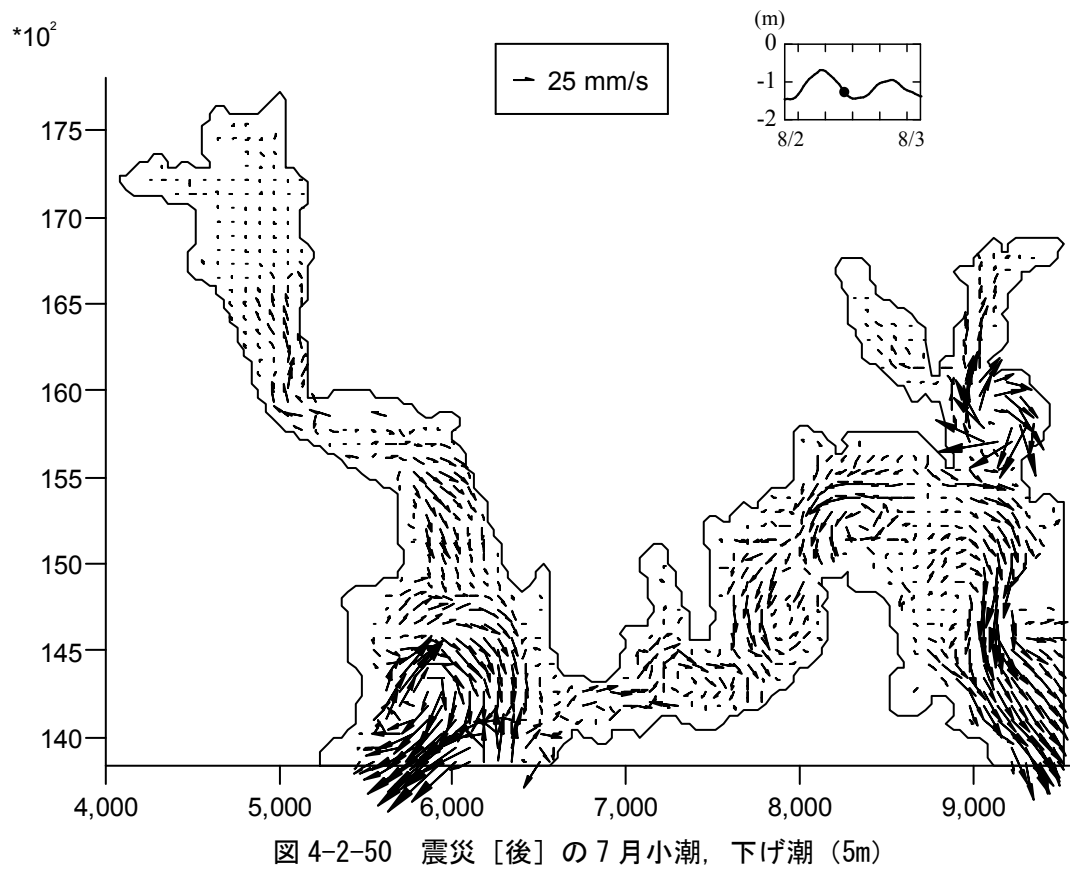
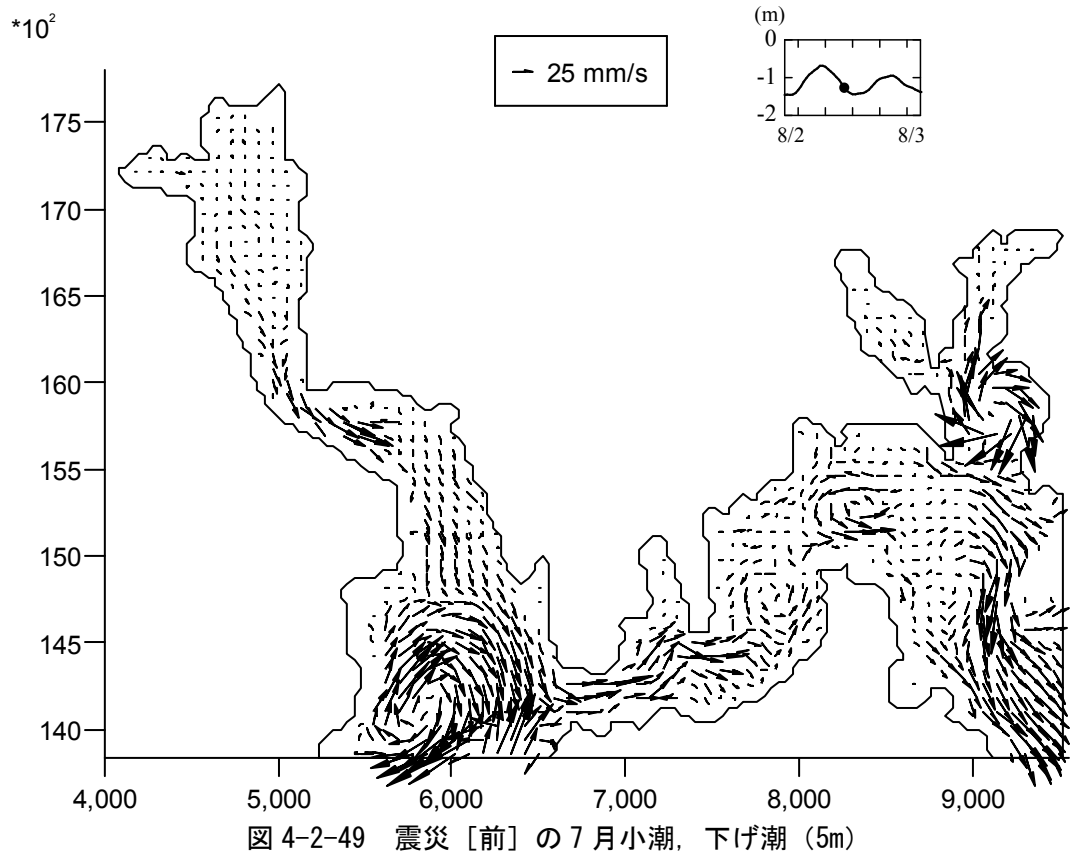
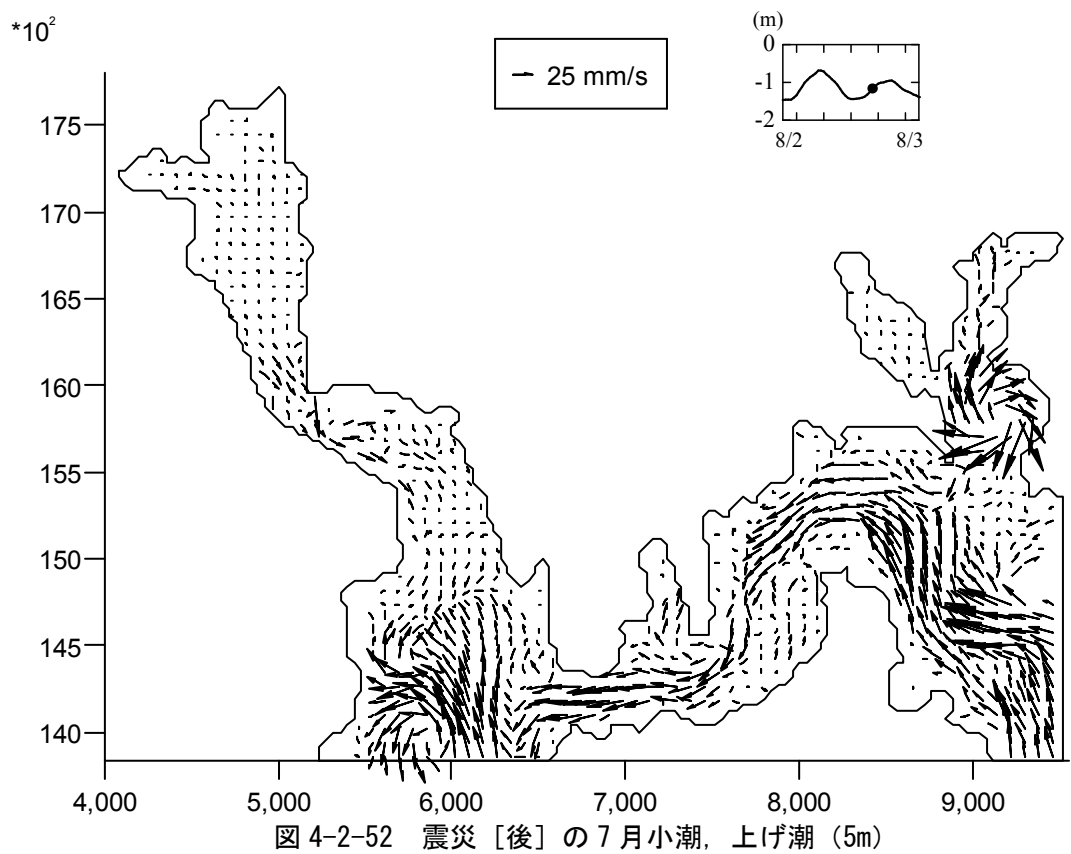
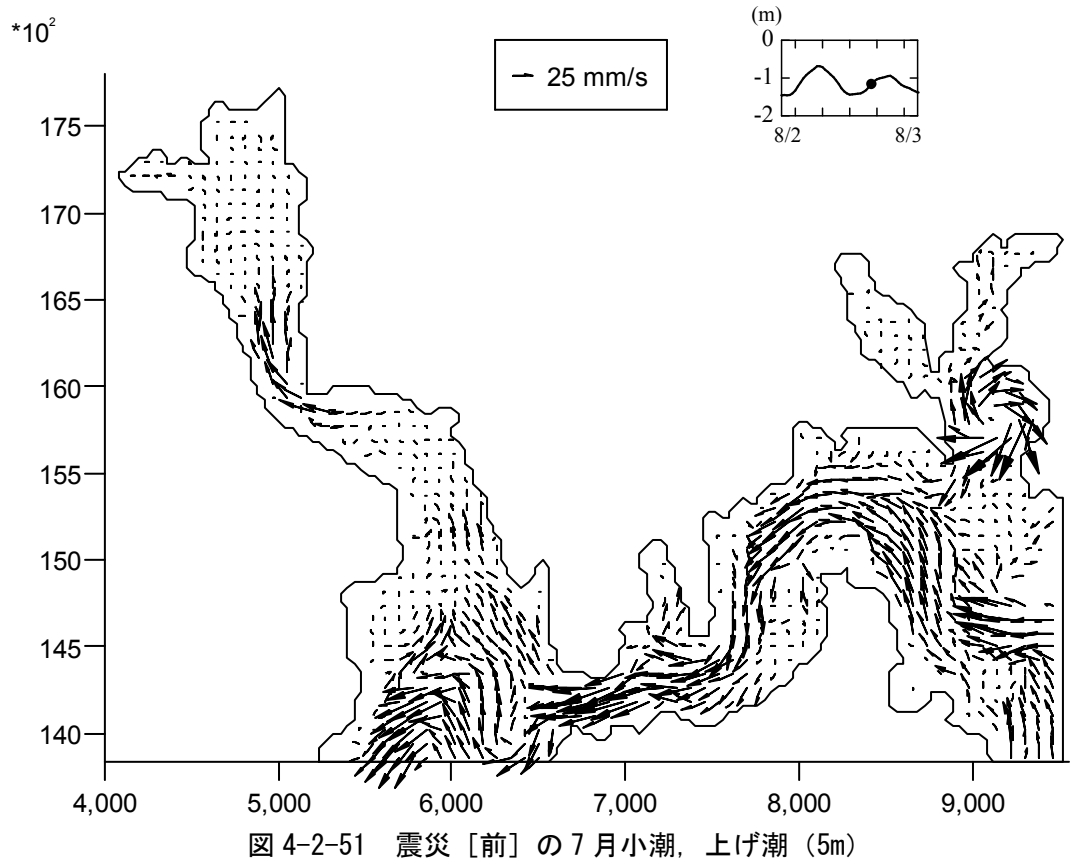


図 4-2-48 震災 [後] の 7 月小潮, 上げ潮 (20m)





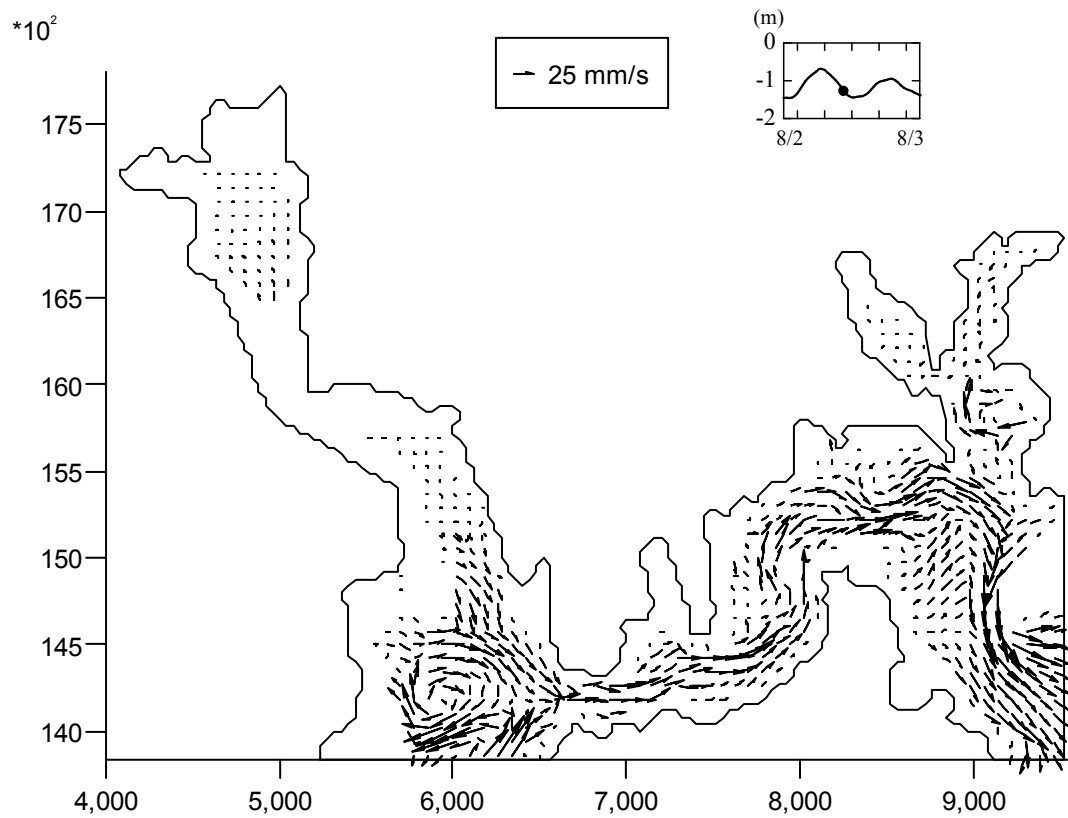


図 4-2-53 震災 [前] の 7 月小潮, 下げ潮 (10m)

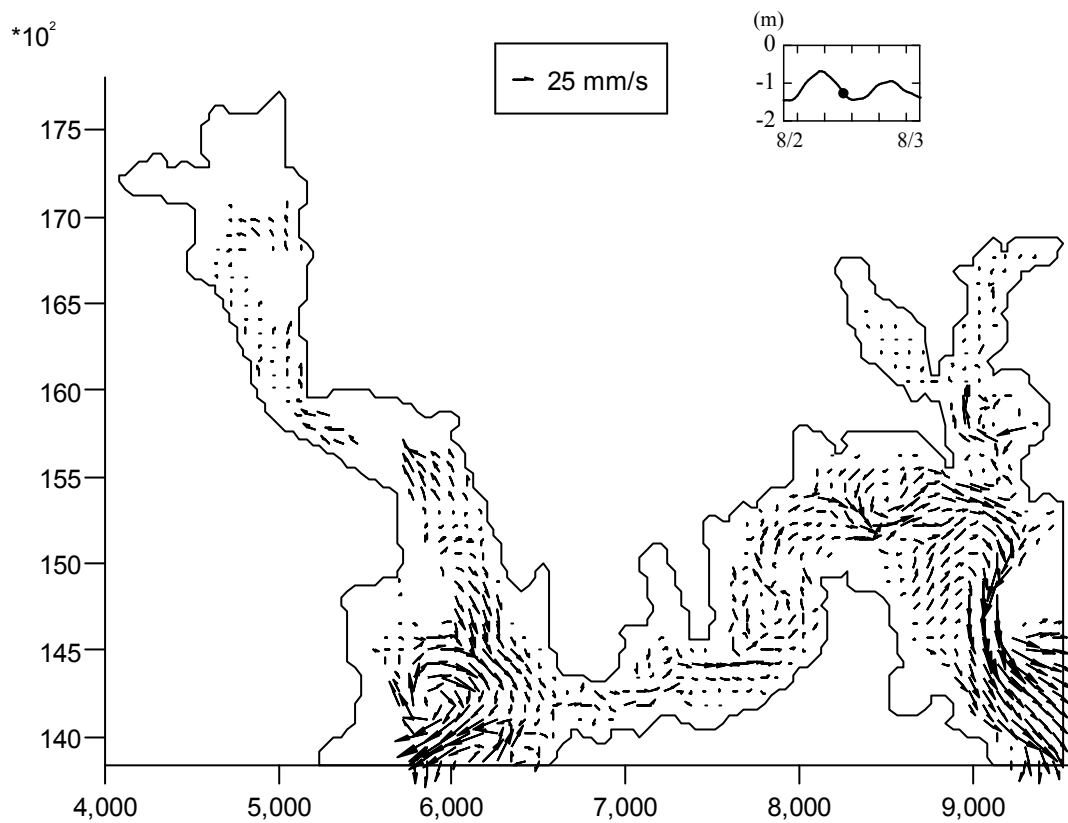


図 4-2-54 震災 [後] の 7 月小潮, 下げ潮 (10m)

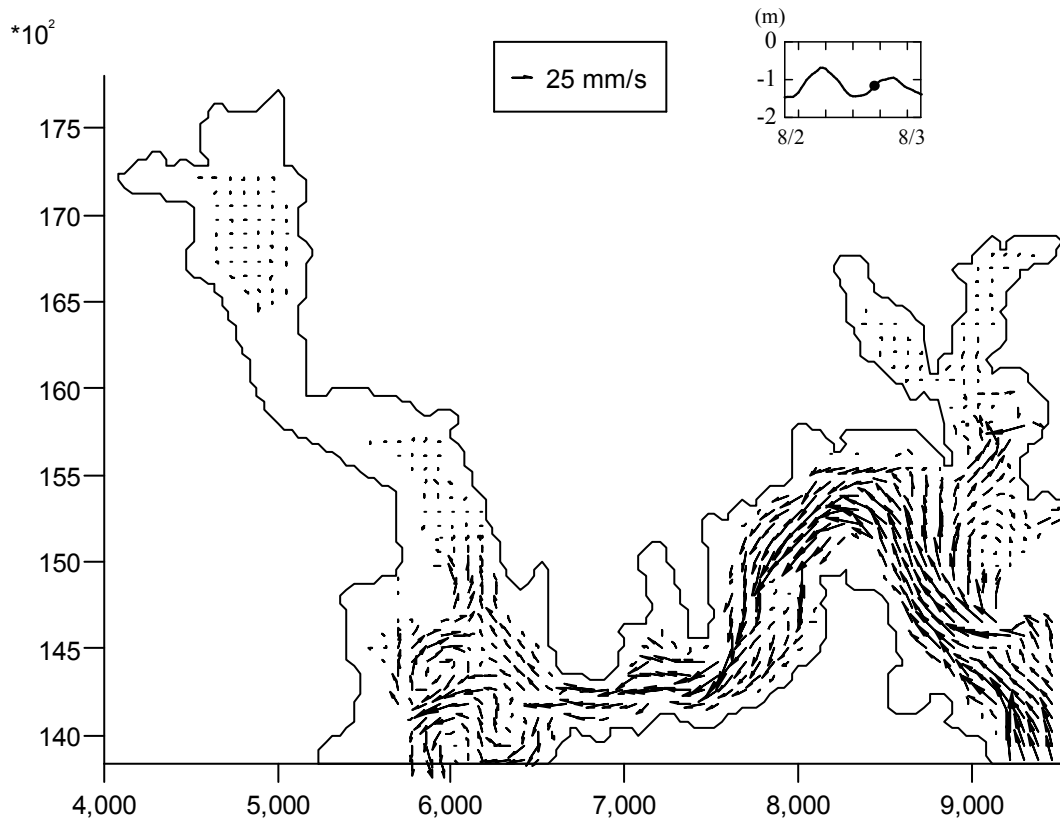


図 4-2-55 震災 [前] の 7 月小潮, 上げ潮 (10m)

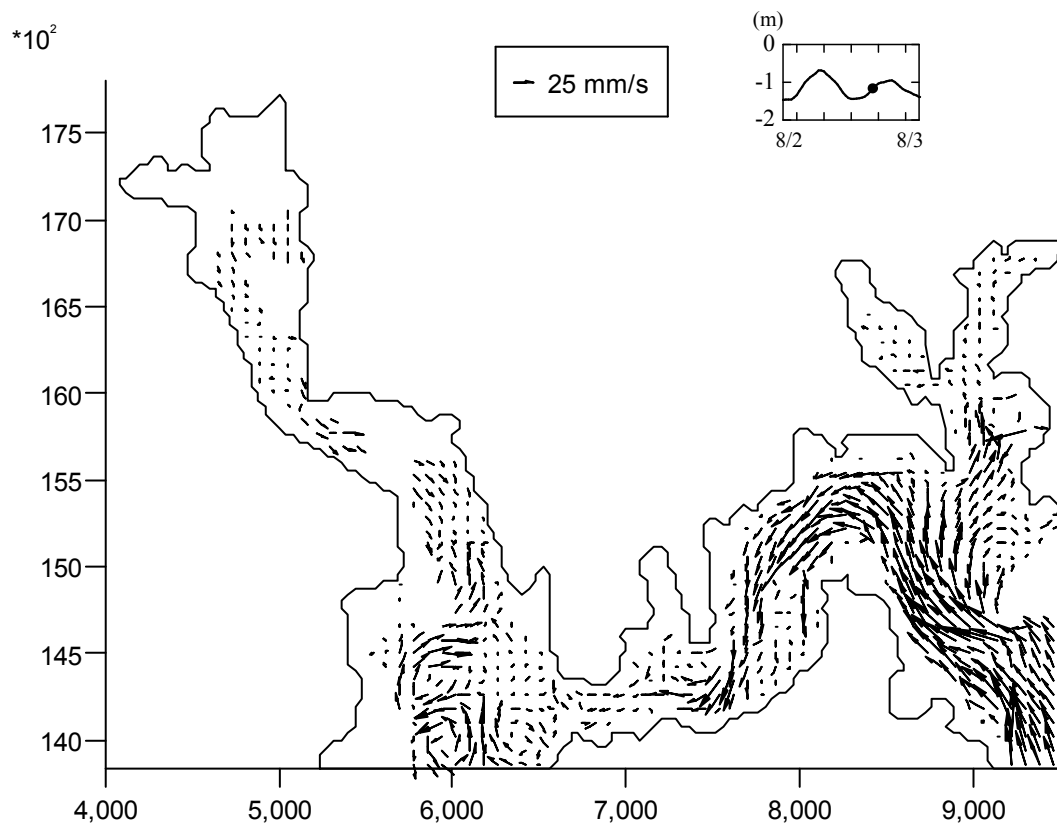


図 4-2-56 震災 [後] の 7 月小潮, 上げ潮 (10m)

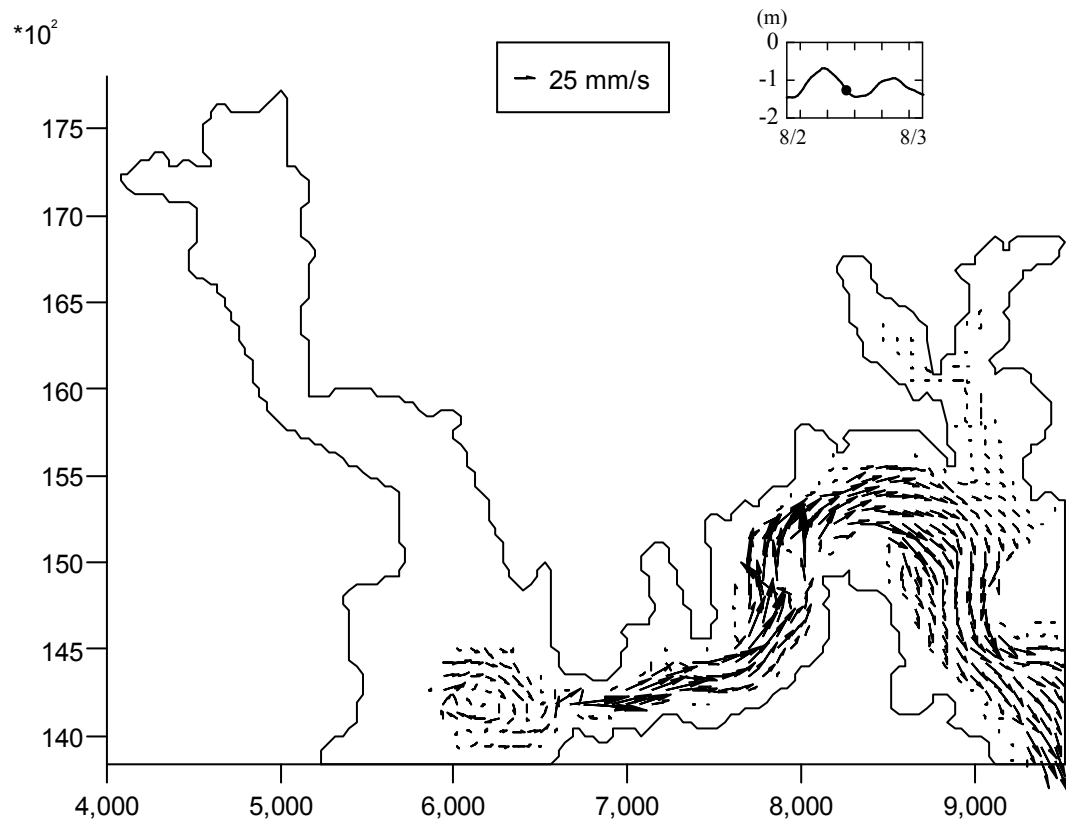


図 4-2-57 震災 [前] の 7 月小潮, 下げ潮 (15m)

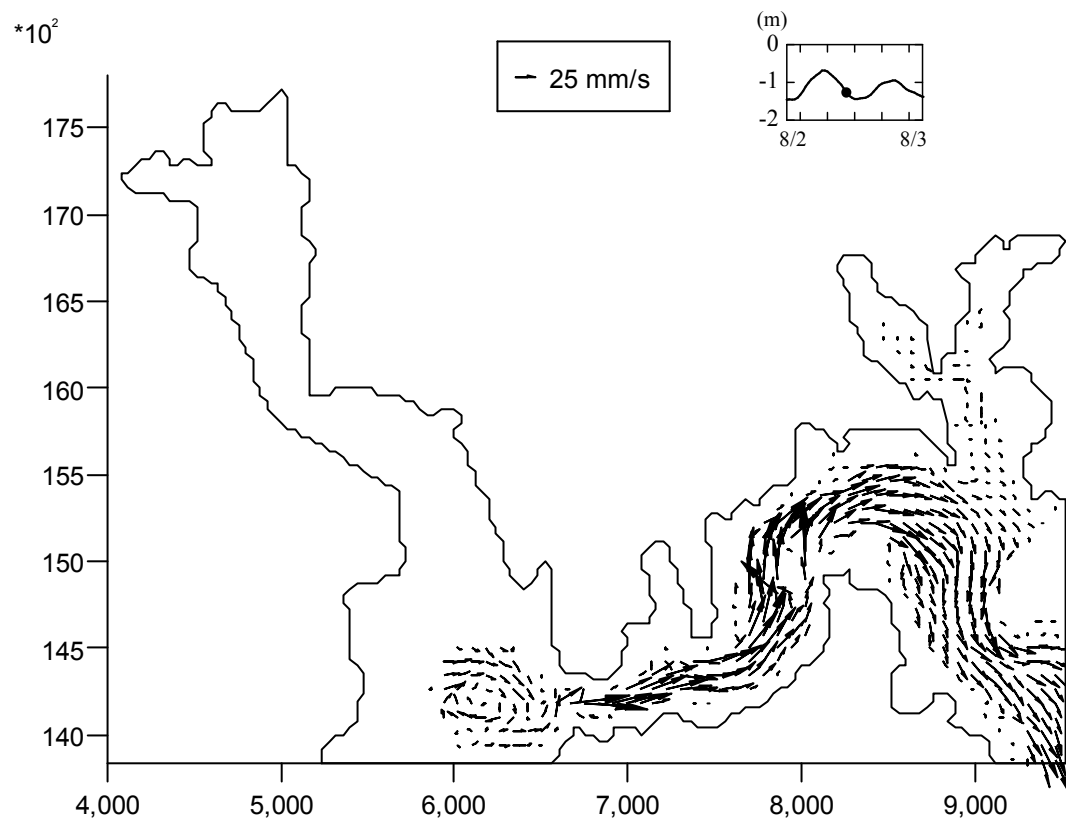


図 4-2-58 震災 [後] の 7 月小潮, 下げ潮 (15m)

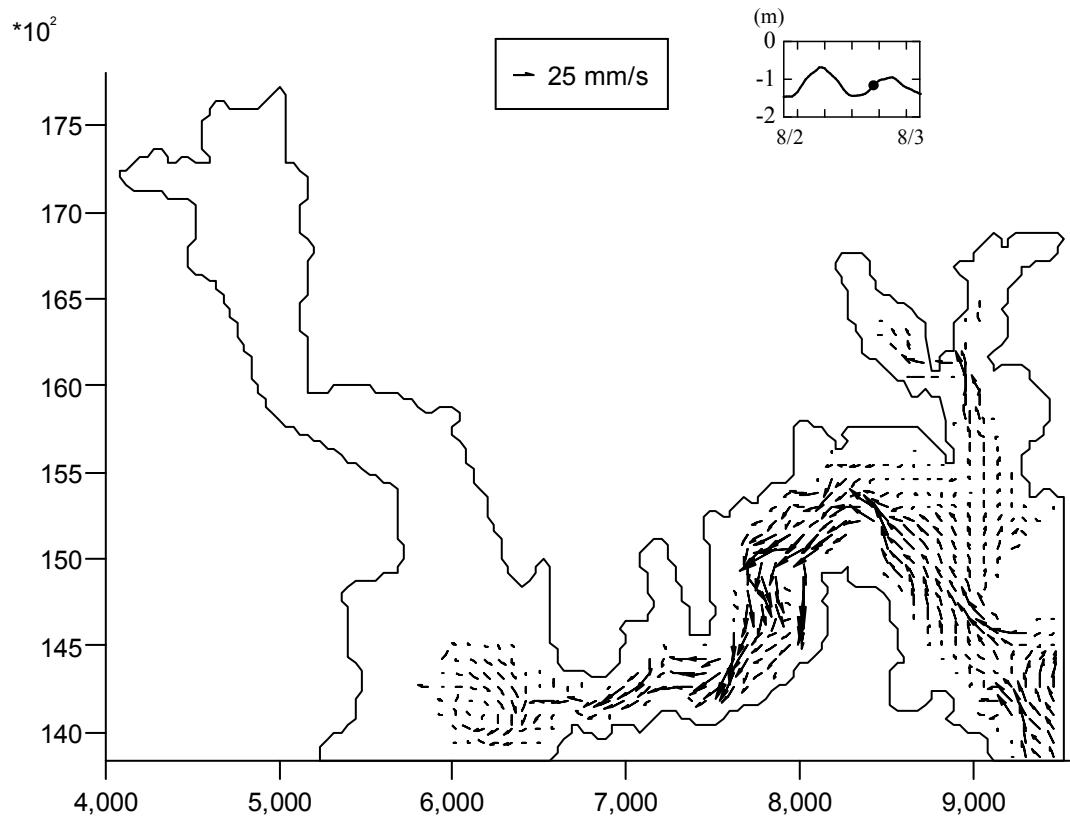


図 4-2-59 震災〔前〕の 7 月小潮, 上げ潮 (15m)

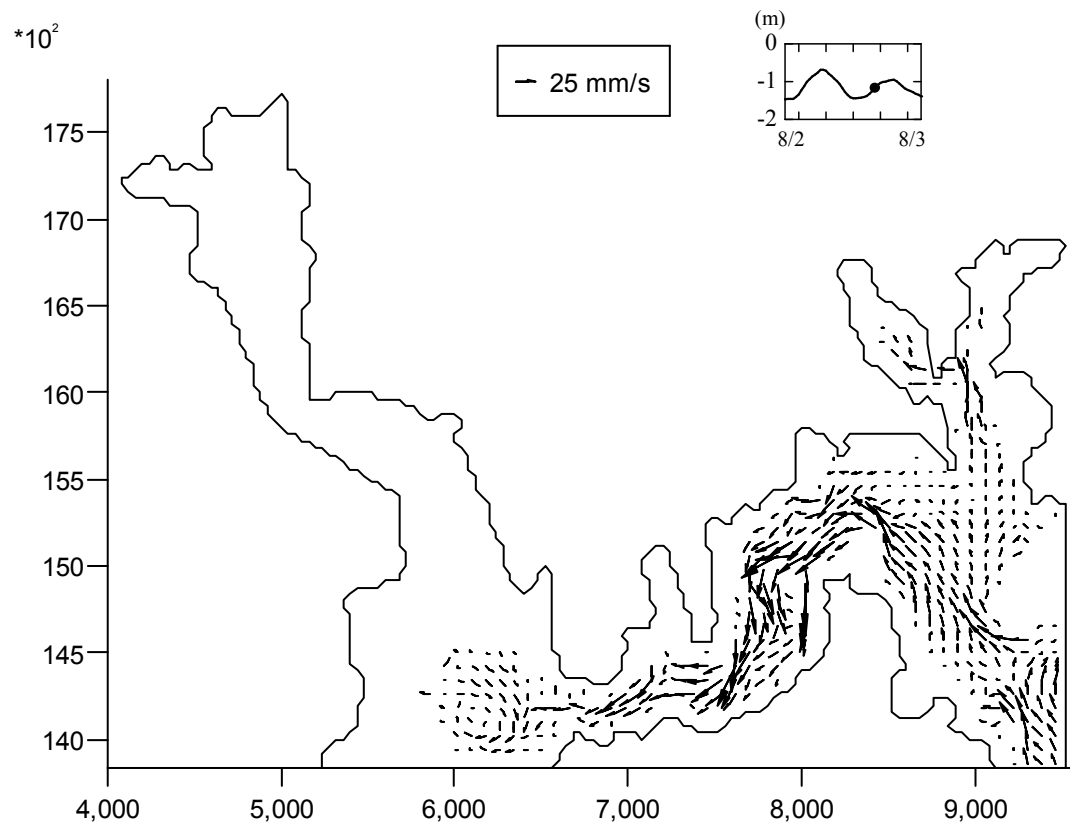


図 4-2-60 震災〔後〕の 7 月小潮, 上げ潮 (15m)

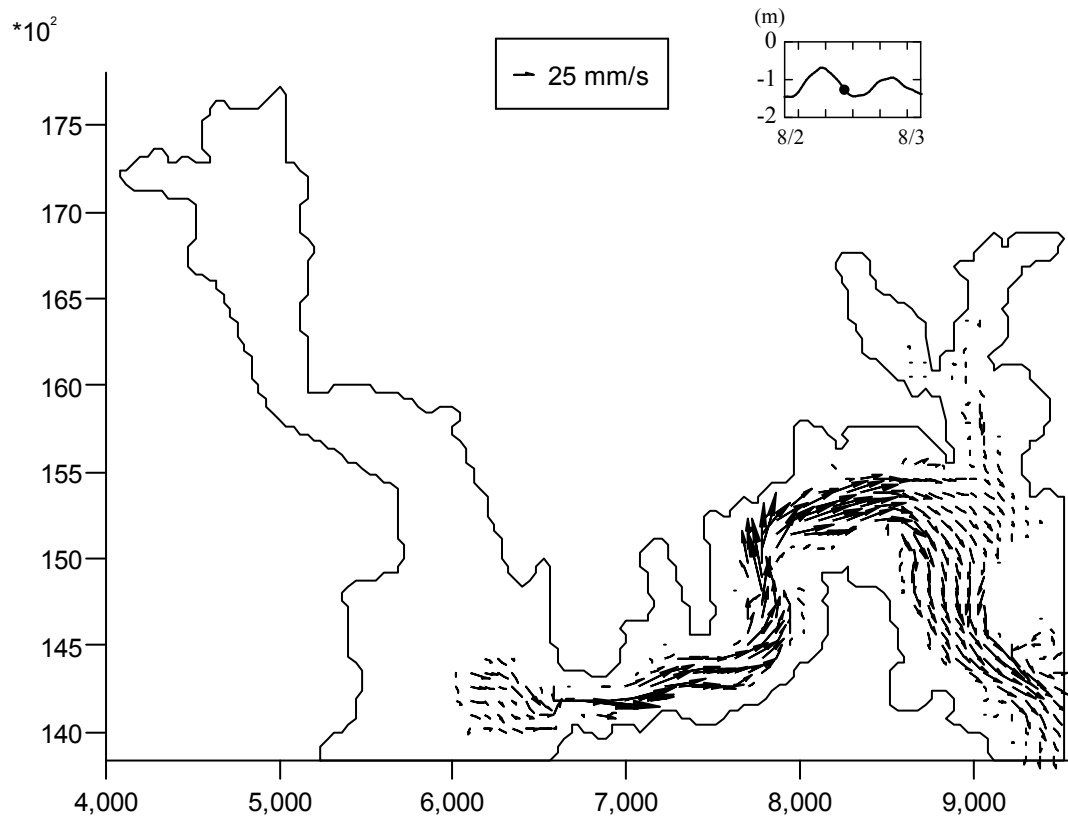


図 4-2-61 震災 [前] の 7 月小潮, 下げ潮 (20m)

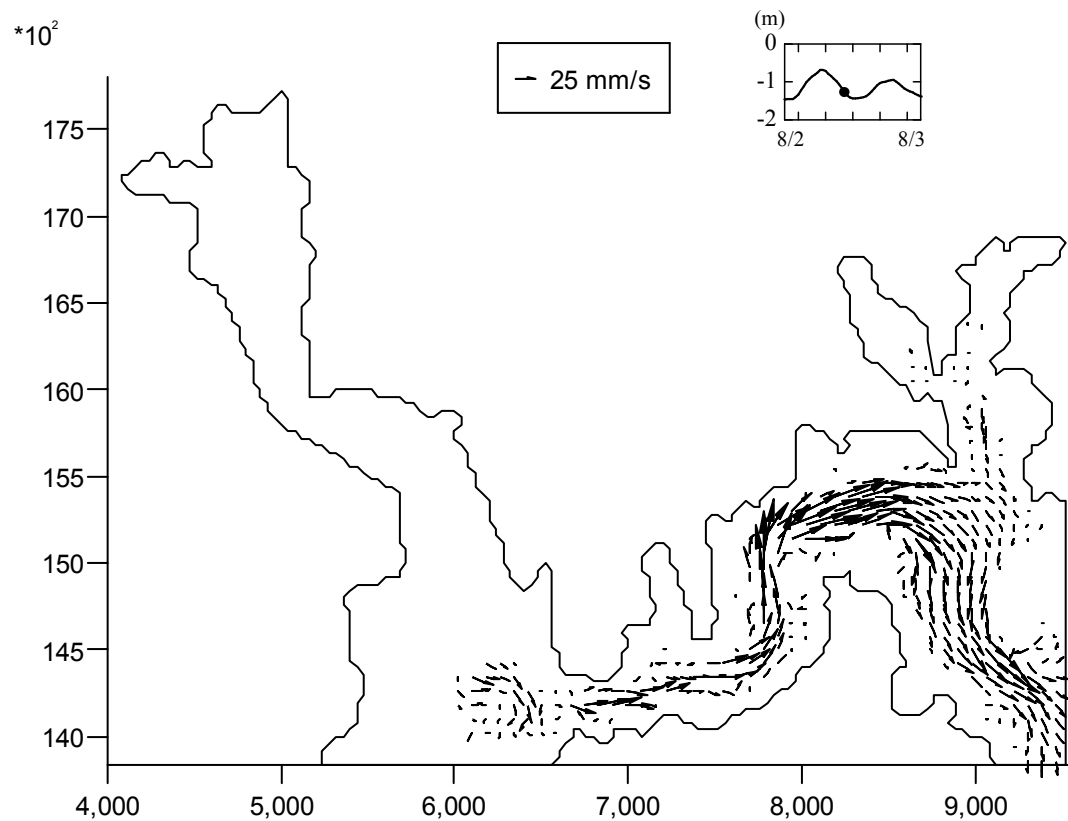


図 4-2-62 震災 [後] の 7 月小潮, 下げ潮 (20m)

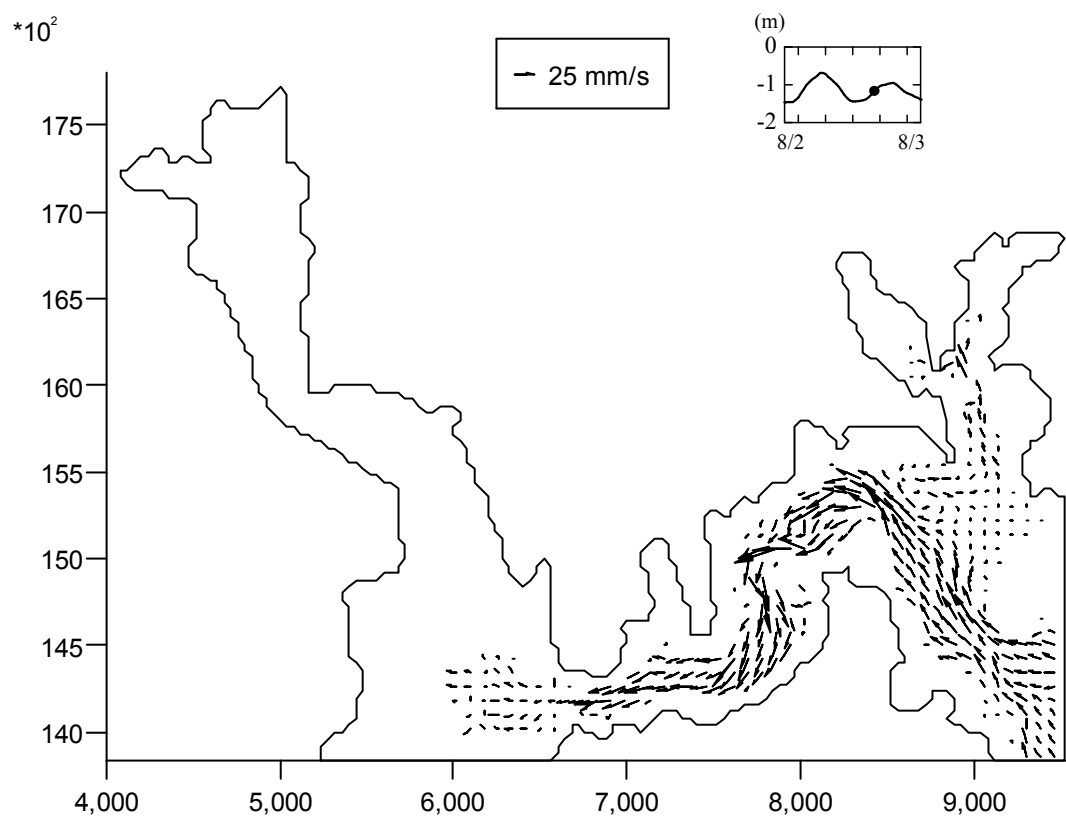


図 4-2-63 震災 [前] の 7 月小潮, 上げ潮 (20m)

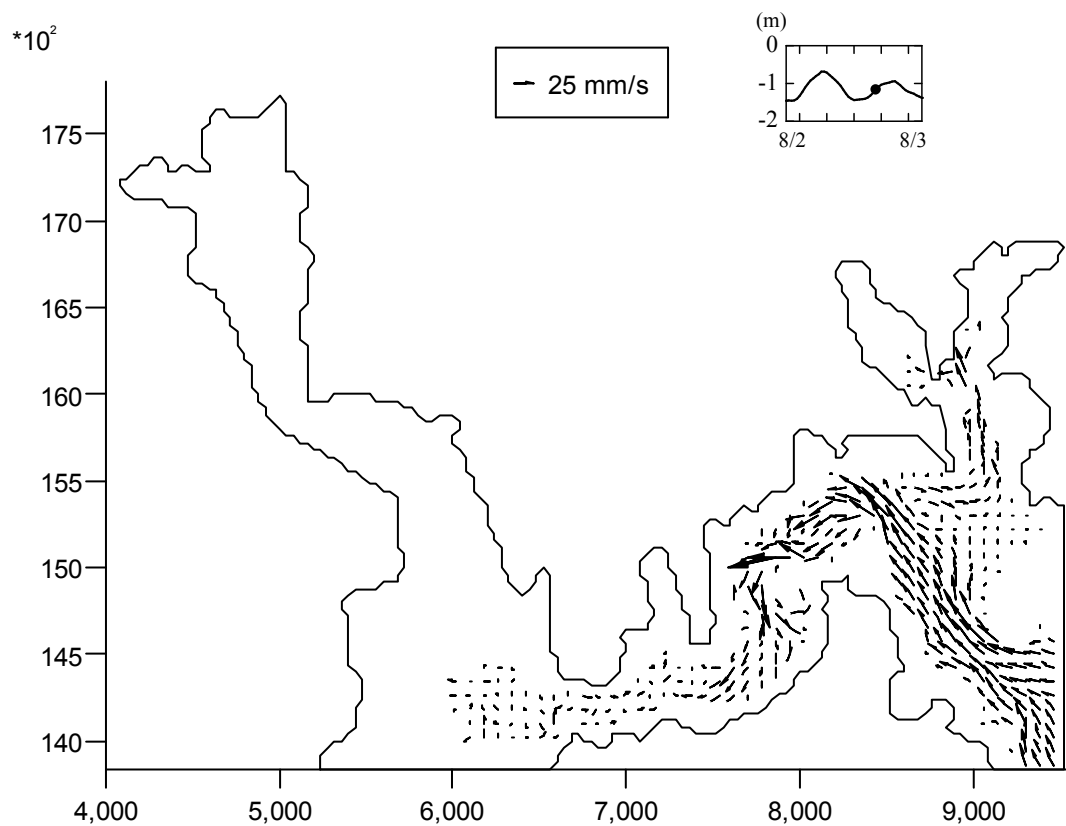


図 4-2-64 震災 [後] の 7 月小潮, 上げ潮 (20m)

4-3 海水交換率

気仙沼湾奥 (Domain4, 5) にトレーサーを導入して海水移動を可視化し、震災前後の比較を行った。縦断図の左側が湾口部、右側が湾奥となっている。トレーサーとは、追跡微粒子であり、数値計算によって水の動きを見ることが出来る手段である。Domain4 と 5 の全グリッドに計算開始から 1.0 mg/l のトレーサーを設定した。

大潮の下げ潮では (図 4-3-2, 4-3-3) , 湾奥の水が表層へ上昇し、水深 0~3m の辺りで湾口へ流れ込んでいた。また、上げ潮では (図 4-3-4, 4-3-5) , 震災前は縦断距離 1000m 以降から、全層で薄まっていく様子が見られたが、震災後は縦断距離 1500m 辺りのくぼみにより、全体的な濃度分布がまばらになっていた。

小潮の下げ潮では (図 4-3-7, 4-3-8) , 震災前は表層、中層から徐々に湾口部へ流れていたが、震災後は主に表層からの流れしか見られなかった。上げ潮では (図 4-3-9, 4-3-10) , 3m 付近から湾奥への流れが同じように生じていたが、震災後はくぼみによって、流入が震災前より全層に行き渡っていない様子が見られた。また、湾奥に高濃度層が残っていたが、震災後の方が高濃度層の占める割合が大きかった。

このトレーサーの量を積分し、湾内での海水交換率を 12 時間ずつ求めた。海水交換率とは、主として潮汐作用による湾内水と外海水との交換率であり、湾内の流動の善し悪しの基準ともなる。本研究では、Parker ら (1972) の式を用いた。

$$\gamma_F = \frac{\text{流入水塊} \cap \text{流出水塊}}{\text{流入(出)水塊}}$$

つまり、時間 t に湾内にあるトレーサー $c(t)$ の積分量から、 Δt 後に湾内にあるトレーサー $c(t + \Delta t)$ の積分量を引いた値を、 Δt の間に海水が湾内から流出した量とし、この値を $u(t)$ の積分量で割った値を湾内の海水交換率とした。この関係式は以下の式で表すことができ、気仙沼湾の震災前後の海水交換率を求めた。

$$\gamma_F = \frac{\int c(t) - \int c(t + \Delta t)}{\int c(t)}$$

大潮時、小潮時の海水交換率を図 4-3-11 に示す。大潮について、最初の 12 時間では震災前は海水交換率が約 8% に対し、震災後は約 6% であり、その後、徐々に交換率が上がってゆき、4 日後の 7/31 では、震災前は約 31.5% であるのに対し、震災後は約 28% であった。つまり、震災後は約 3.5% ほど海水交換率が悪くなっている。同様に小潮時についても、4 日後の 8/5 では、震災前は約 24% であるのに対し、震災後は約 21% であった。これは、津波による地形変化が関連していると考えられる。震災後は、津波により st.14

付近の海底が，8m から 16m にほど変化しており，約 6m 深くなっている．つまり，津波により地形が変化したことにより，現在は，震災前よりも海水が滞留しやすくなっているということが分かった．

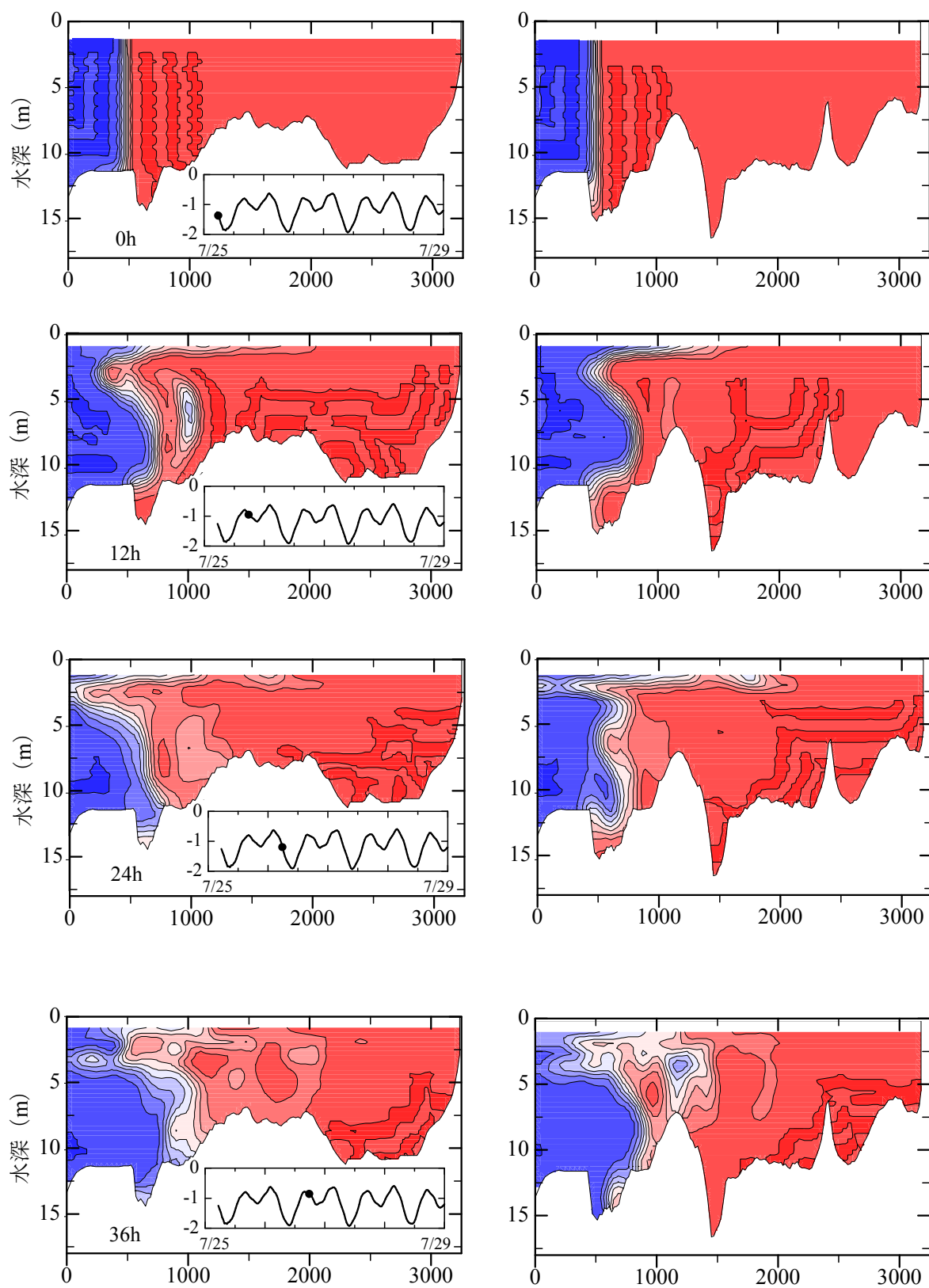


図 4-3-1 助走期間内の震災前（左），震災後（右）の縦断図（大潮）

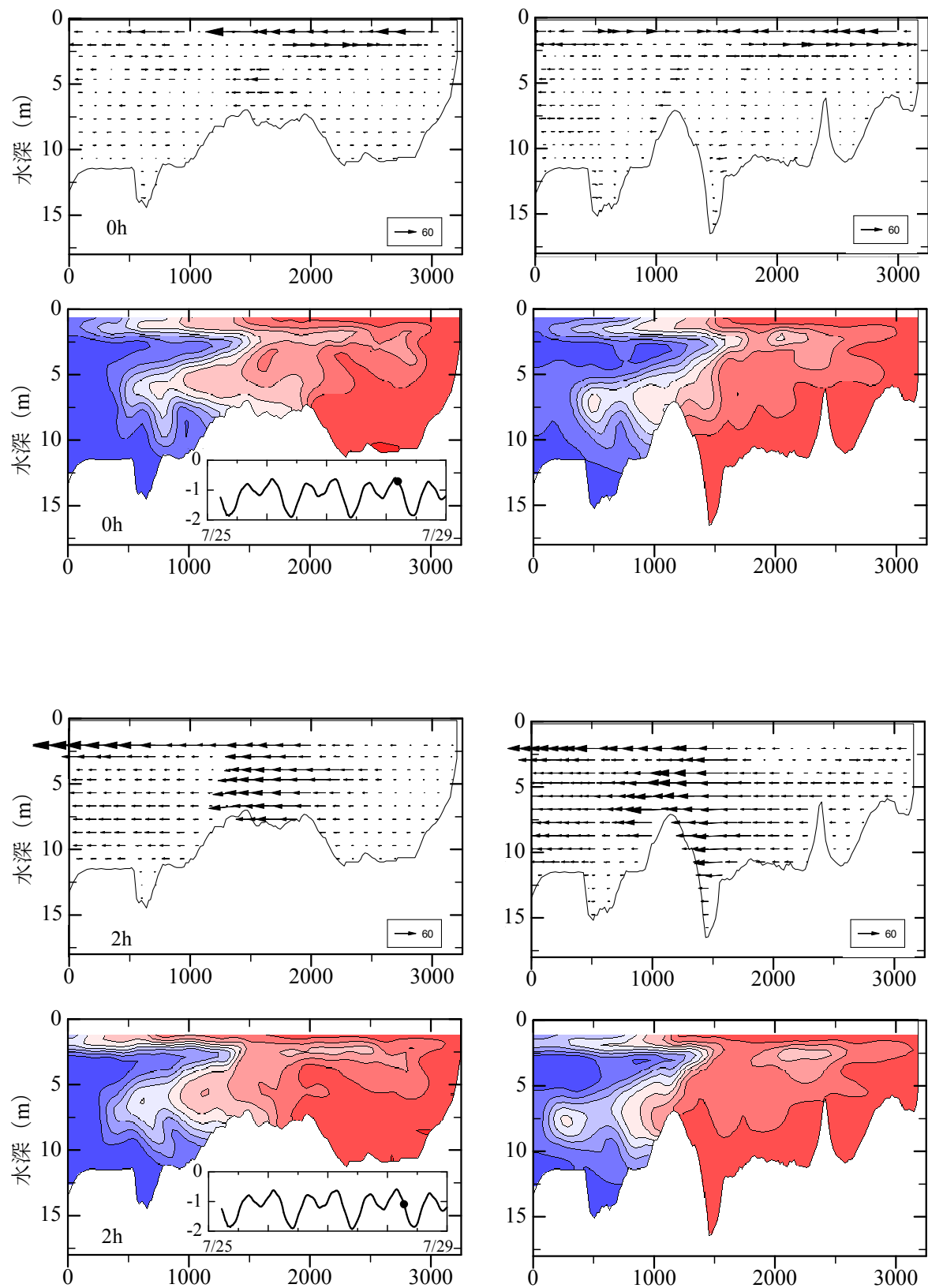


図 4-3-2 震災前 (左), 震災後 (右) の縦断図 (大潮) 0, 2 時間後

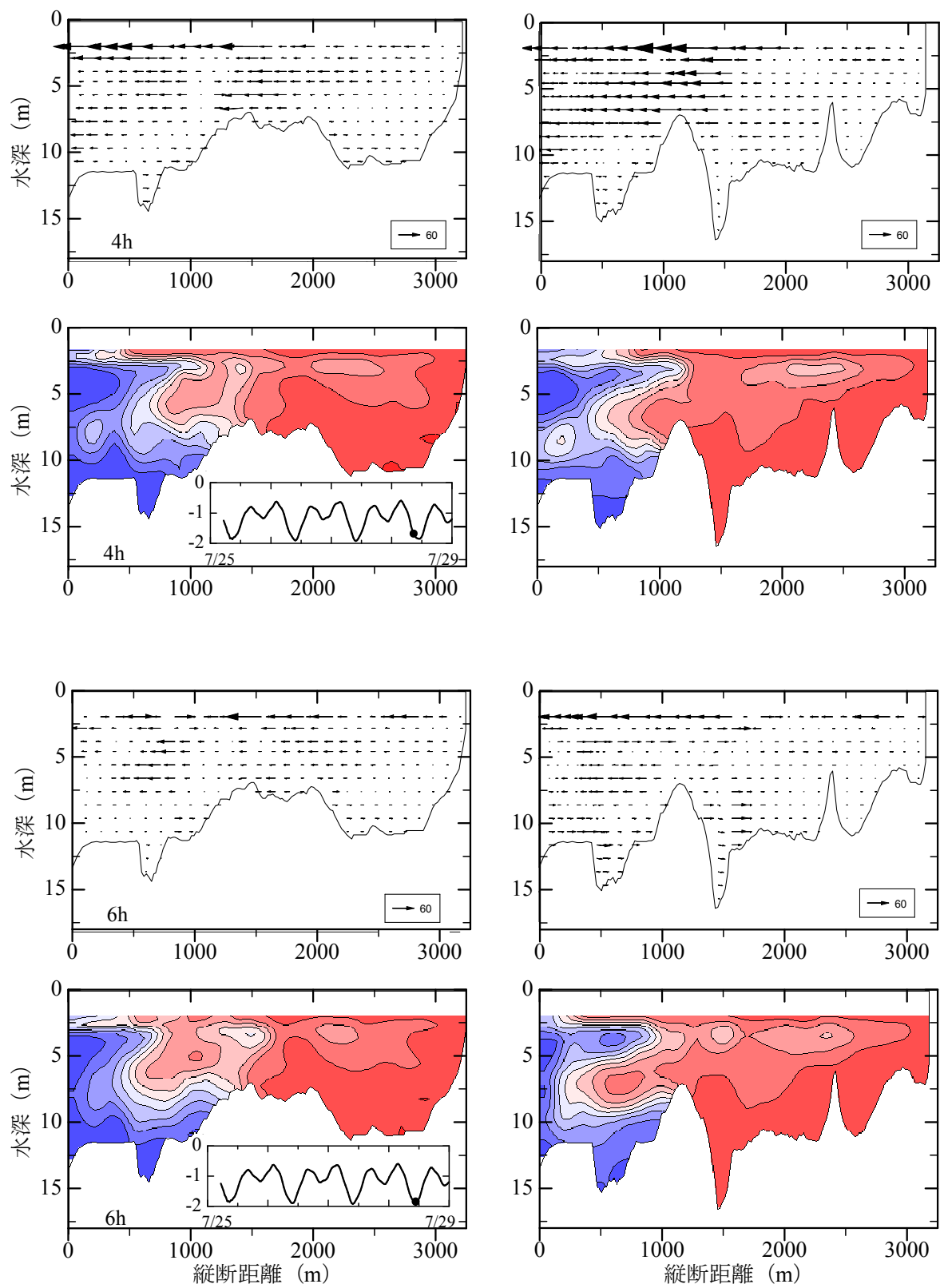


図 4-3-3 震災前 (左), 震災後 (右) の縦断図 (大潮) 4, 6 時間後

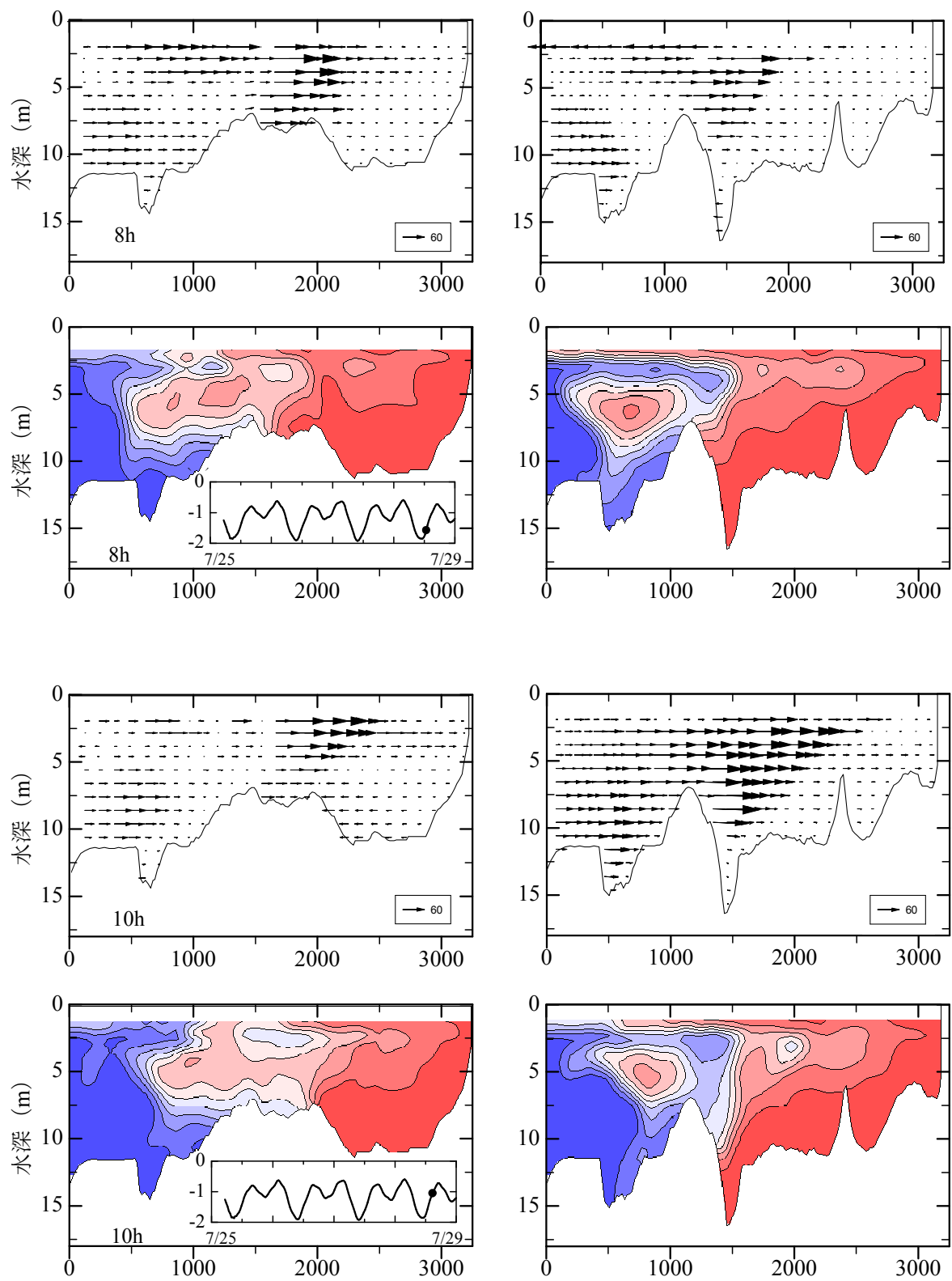


図 4-3-4 震災前（左），震災後（右）の縦断図（大潮）8，10 時間後

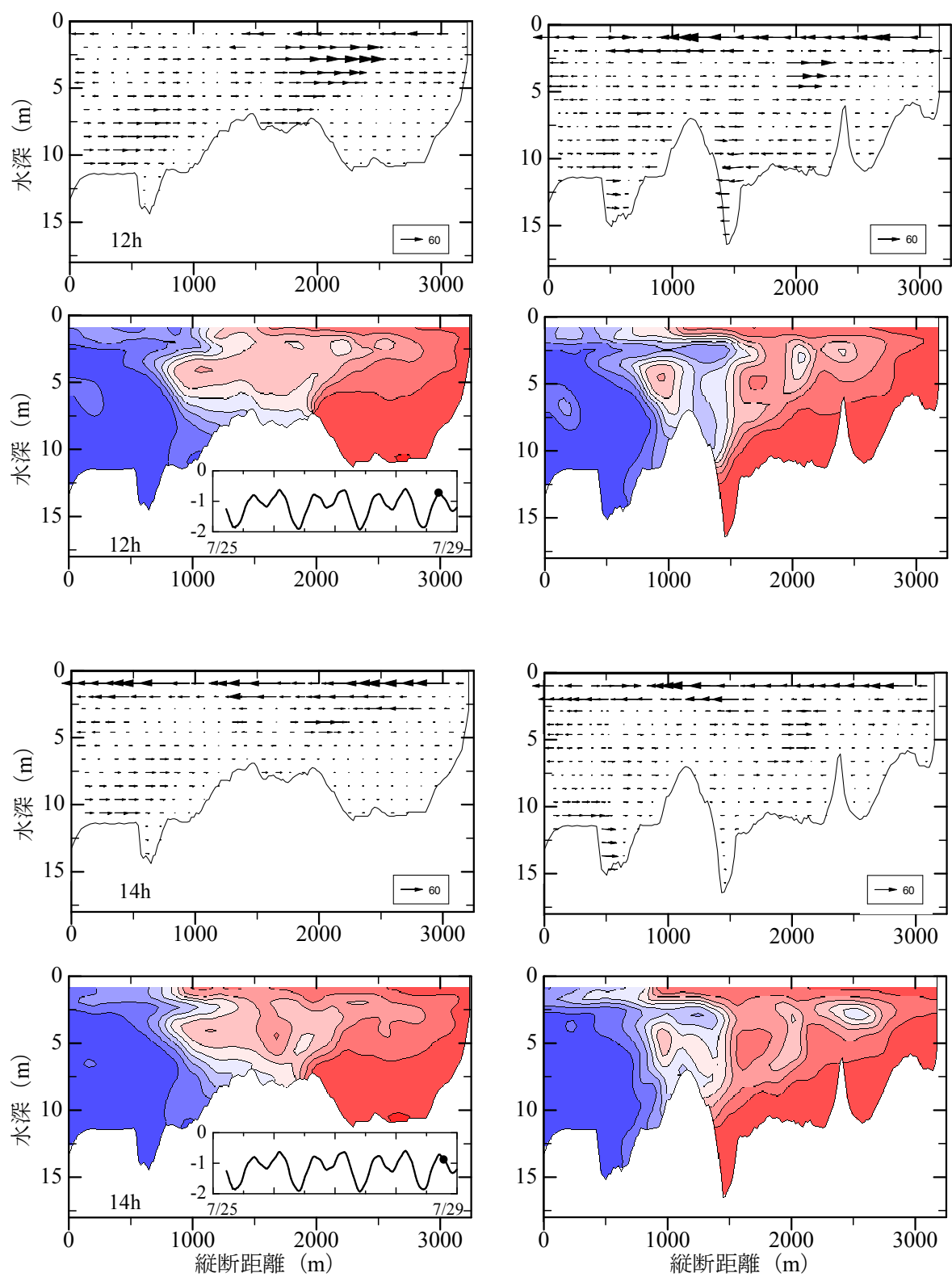


図 4-3-5 震災前（左），震災後（右）の縦断図（大潮）12，14 時間後

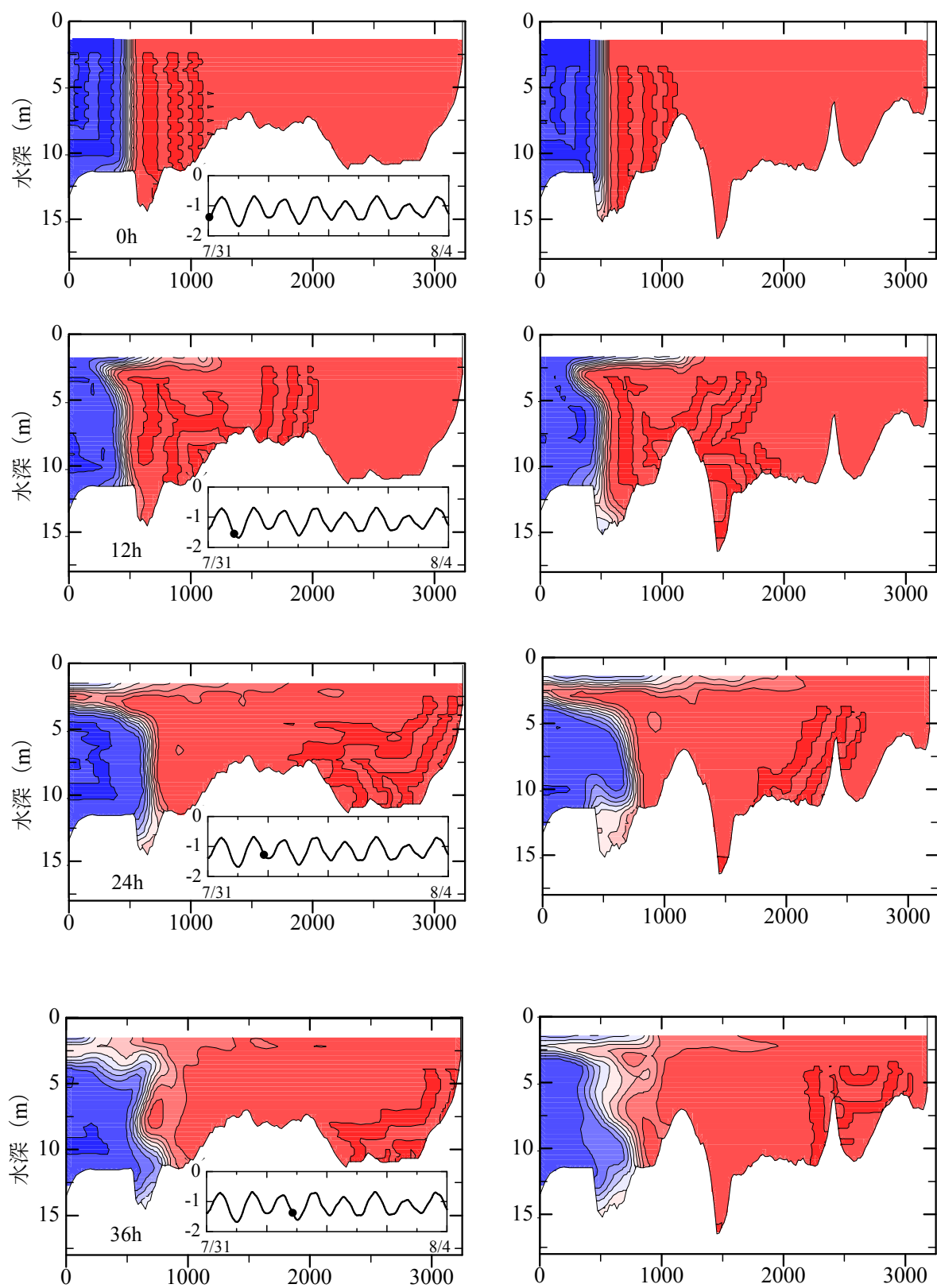


図 4-3-6 助走期間内の震災前（左），震災後（右）の縦断図（小潮）

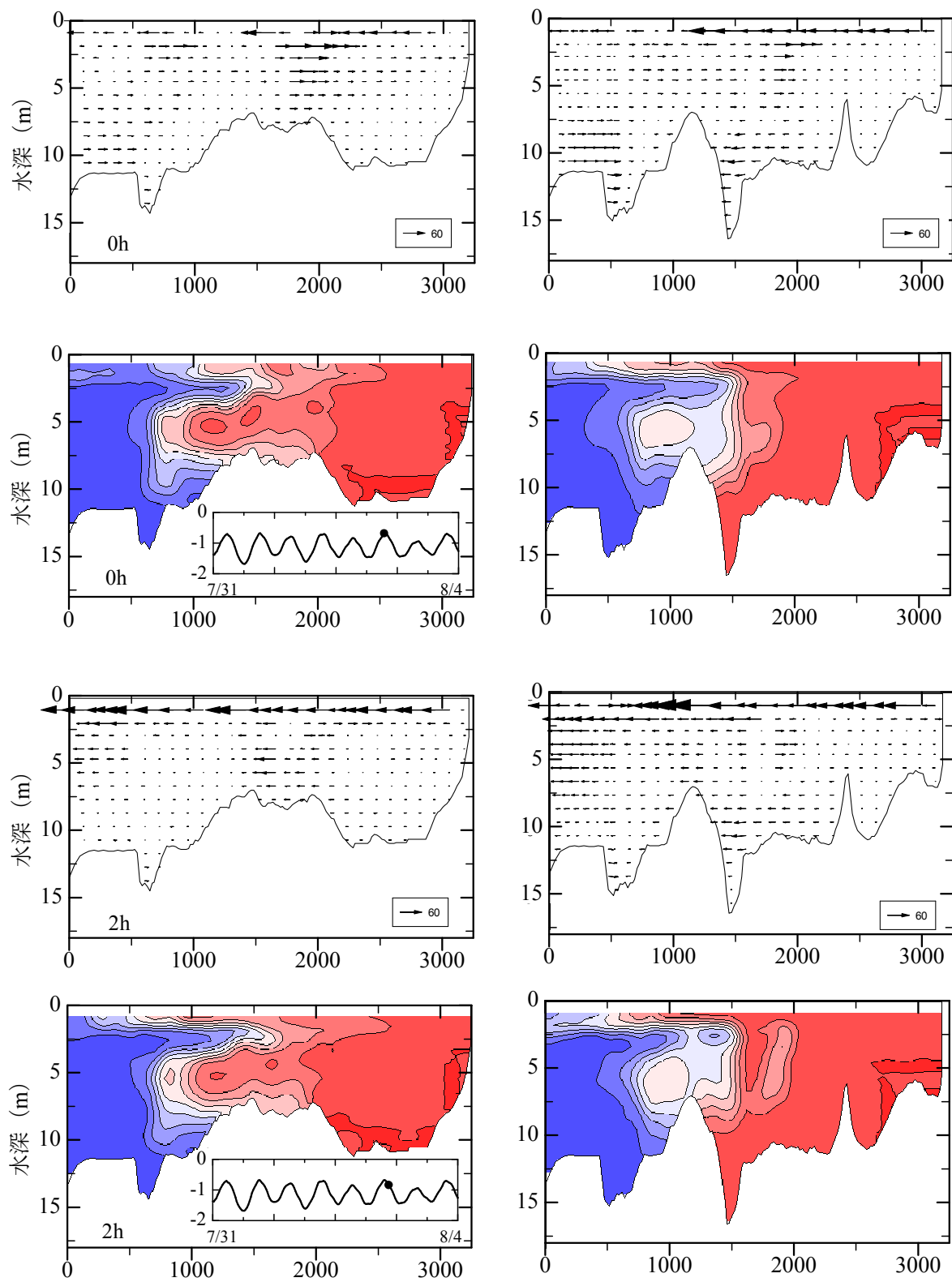


図 4-3-7 震災前 (左), 震災後 (右) の縦断図 (小潮) 0, 2 時間後

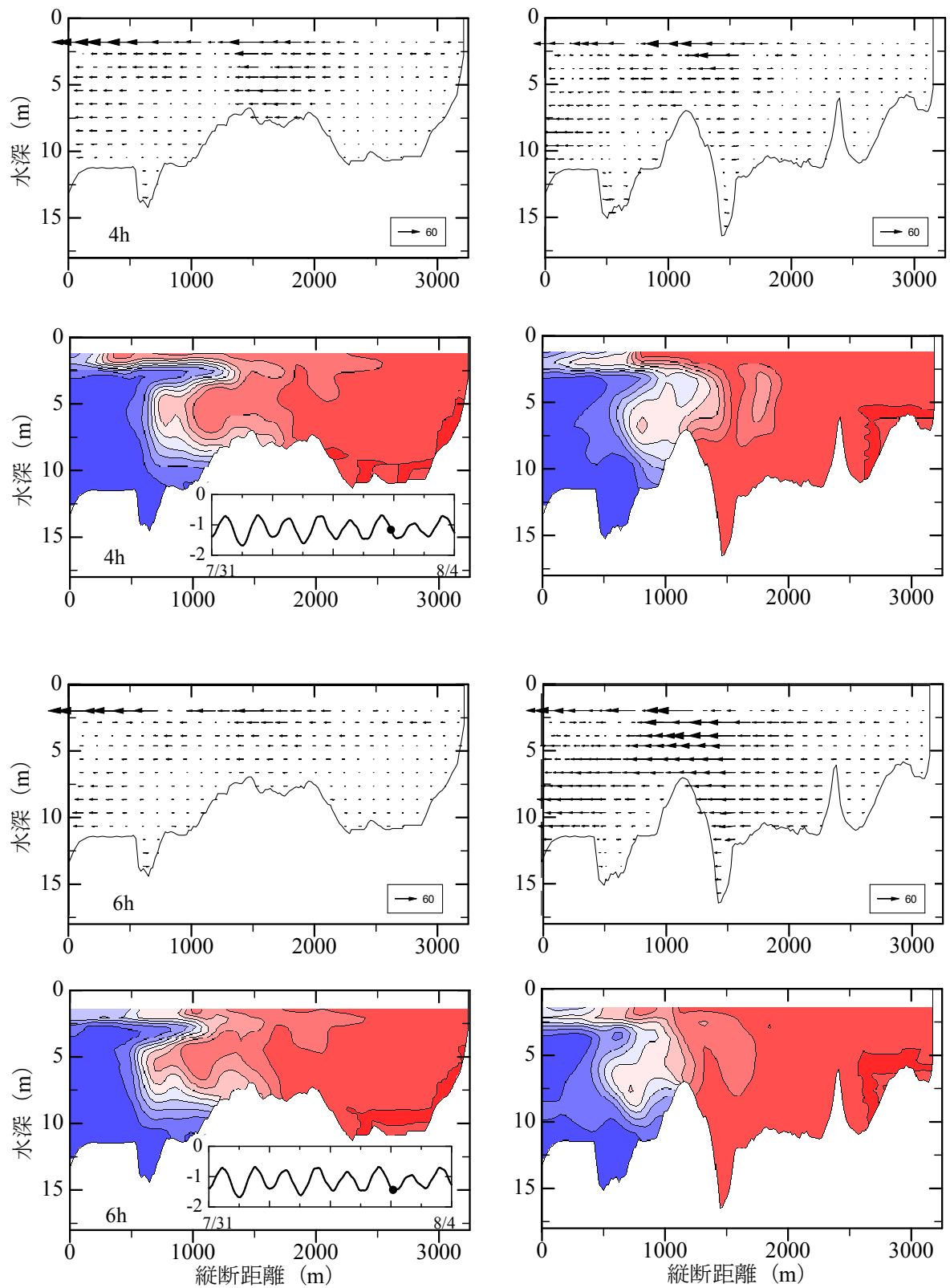


図 4-3-8 震災前 (左), 震災後 (右) の縦断図 (小潮) 4, 6 時間後

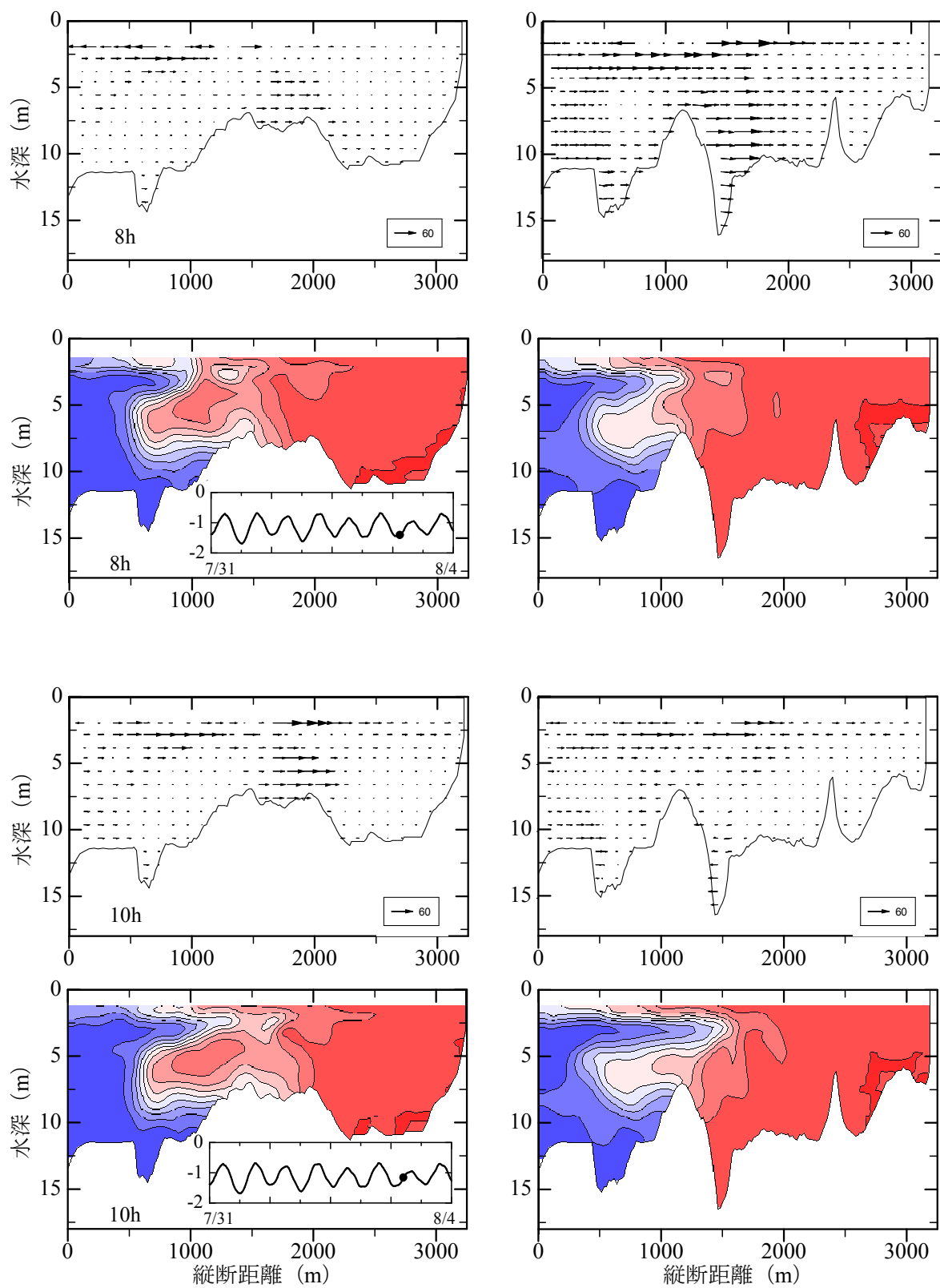


図 4-3-9 震災前（左），震災後（右）の縦断図（小潮）8，10 時間後

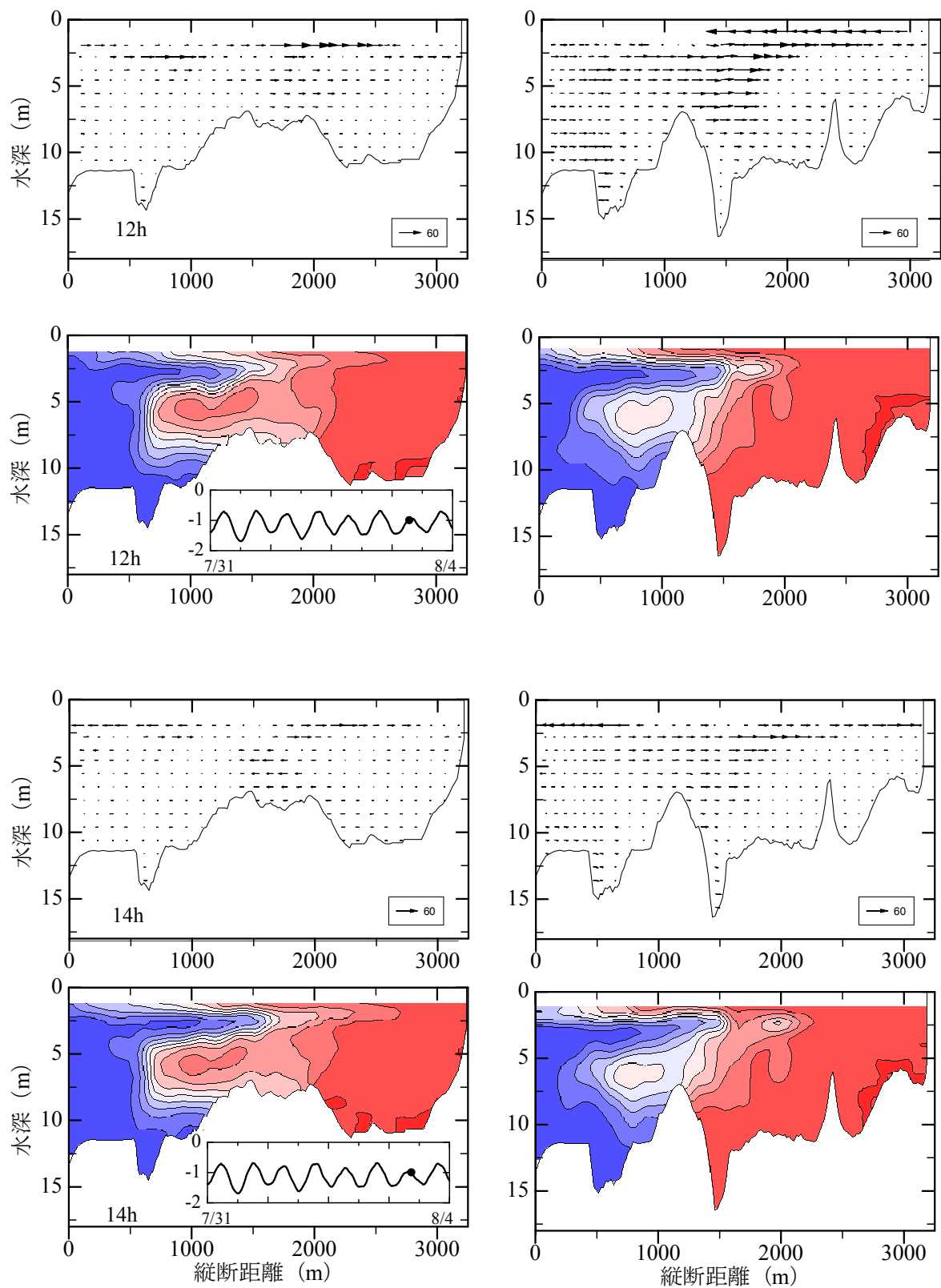


図 4-3-10 震災前（左），震災後（右）の縦断図（小潮）12，14 時間後

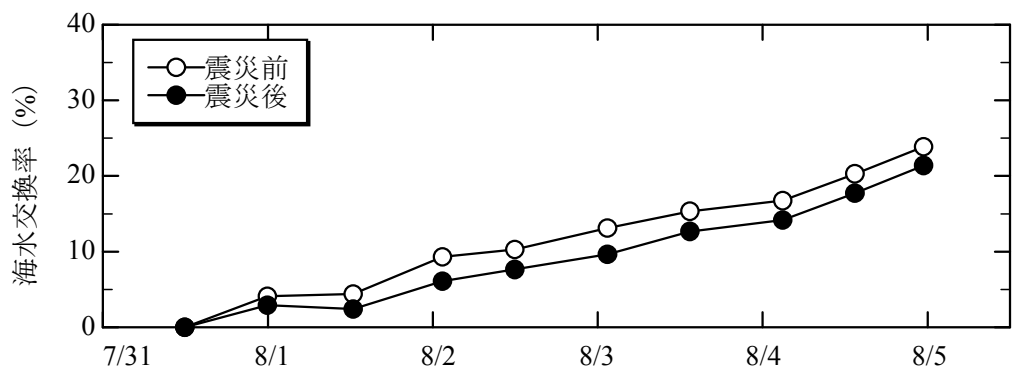
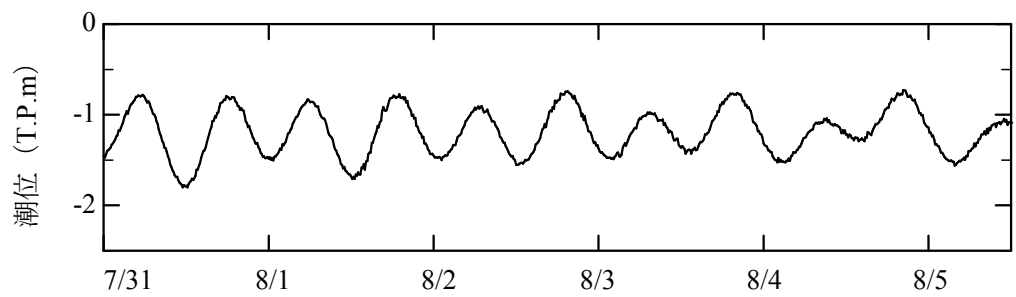
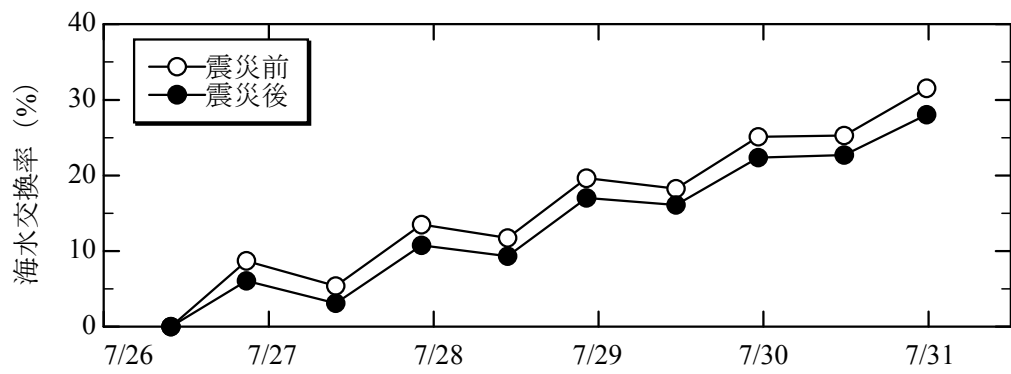
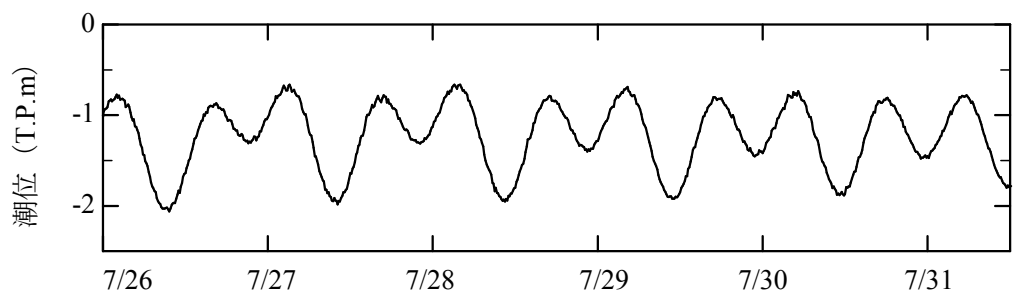


図 4-3-11 大潮（上），小潮（下）時の海水交換率

第五章 まとめ

5-1 本研究の結論

本研究では、気仙沼舞根湾の植物プランクトンが津波から受けた影響を考察するために、気仙沼舞根湾の15地点で水質調査を2011年4月から毎月行った。また、気仙沼水産試験場のデータを用いて、津波前後の栄養塩、Chl-aの変化について考察した。さらに気仙沼湾全域を対象とした三次元流動シミュレーションを行い、津波前後での流動特性、海水交換率の違いについて調べた。得られた結論は以下の通りである。

(1) 津波後の栄養塩、Chl-aの時系列

DINは震災直後の2012年における各地点の平均濃度が9~25 ppbであったが、2013年は12~40 ppb、2014年は30~90 ppbとなり、徐々に上昇する傾向にあることが分かった。また、DIPも同様に2013年以降から上昇傾向にあった。N/P比について、表層は7.2を上回る場合もあったが、湾内は概ね窒素制限であることが分かった。また、Chl-aは、st.11、st.8において、2012年は春先にピークが生じていたが、2013年以降は夏場にもピークが生じる傾向があった。

(2) 津波前後での栄養塩、Chl-aの変化

気仙沼水産試験場のデータから、津波前後での栄養塩濃度、Chl-aを比較した。その結果、津波前はDIN、DIPは1995年から年平均濃度が安定していた。その各地点の平均濃度は、DINは25~40 ppb、DIPは20~35 ppbであった。また、津波前のChl-aの季節周期は、夏にピークが生じるという傾向であった。

津波後については、DINは津波直後の2012年は年平均濃度が低下したが、2013年以降は上昇し、津波前よりも高くなっていた。また、DIPも同様に2012年には低下したが、徐々に上昇していた。Chl-aの年平均濃度はあまり変わらないが、季節的な周期性が変化した。

ここから、気仙沼湾の水質変化には、海水の滞留性が関係性していると考えられるため、津波前後の湾内の流動特性や海水交換率について解析する必要がある。

(3) 三次元流動シミュレーションの再現性

気仙沼湾の三次元流動シミュレーションを構築した。その結果、水位は概ね再現することが出来た。流速を潮流成分、残差流成分に分け、それぞれの再現性を確認したところ、残差流の再現性は低かったが、潮流は概ね再現することが出来た。また、1期間における潮流の平均値の再現性を確認したところ、どの層も概ね再現性が良く、

誤差は 30%前後であった。ここから、本研究の目的における三次元流動シミュレーションは、一定の精度があることが分かった。

(4) 津波前後での流動の変化

2014 年 7 月の大潮、小潮における流動特性を考察した。大潮時については、下げ潮に湾奥から大島瀬戸を通り、東湾から太平洋へ流れるという傾向であった。上げ潮では、太平洋から東湾を通り、大島瀬戸から湾奥に到達していた。西湾では中心部に水深が浅い場所があるので、太平洋、大島瀬戸からの 2 つの流れがぶつかり合い、最終的には太平洋へ向かう流れが卓越するという傾向であった。また、小潮時にも同じような傾向が見られた。

津波前後での流動を比較すると、津波後は、大潮時の下げ潮では、湾奥の狭窄部での流速が弱くなっており、上げ潮では大島瀬戸での流速が強くなっていた。また、小潮時は、津波前後での違いはあまり見られなかった。

また、湾奥全体にトレーサーを導入し、海水交換率を求めた。その結果、大潮、小潮のどちらの期間においても、津波後は、津波前より海水交換率が低いことが分かった。これは、海底地形が津波後に深く掘られたことにより、海水が滞留し、湾全体で水が入れ替わりにくくなったことが原因であると考えられる。

ここから、2012 年は、津波による湾内の水の大きな入れ替わりにより、栄養塩濃度や Chl-a の季節周期が変化した。その後、海水が上手く循環されずに蓄積されていくことから、栄養塩濃度が徐々に上昇し、Chl-a のピークが夏場にも現れるようになったと考えられる。今後、津波前のように夏場に富栄養化が生じる可能性が考えられる。

5-2 今後の課題

本研究より、栄養塩濃度が津波後に変化したことが分かったので、その要因について、陸域の被害状況や、河川流入の水質などからの視点から考察する必要がある。また、津波の影響をさらに深く考察するため、今後も水質調査を継続していくことが重要である。

三次元流動シミュレーションでは、残差流の再現性が低かった。現在は気圧データをモデル領域全体に導入しているが、今後は気圧配置を考慮することが出来るモデルにバージョンアップし、詳細な気象データを導入することで、計算の精度を向上させることが課題である。また、今回は夏場を計算期間としたが、他の季節でも計算を行い、流動特性を把握する必要がある。

参考文献

- 環境省 HP (2010) : 海域の物質循環健全計画, 平成 22 年度第 1 回海域の物質循環健全化計画気仙沼湾地域検討委員会配付資料 1
http://www.env.go.jp/water/heisa/healthyplan/conf/kesen_001/mat01.pdf, 2010 年 10 月
- 環境省 HP (2010) : 海域の物質循環健全計画, 平成 22 年度第 2 回海域の物質循環健全化計画気仙沼湾地域検討委員会配付資料 3, 夏季現地調査の結果について
http://www.env.go.jp/water/heisa/healthyplan/conf/kesen_002/mat03-1.pdf, 2010 年 12 月
- 環境省 HP (2011) : 海域の物質循環健全計画, 平成 22 年度第 3 回海域の物質循環健全化計画気仙沼湾地域検討委員会配付資料 2, 冬季現地調査の結果について
http://www.env.go.jp/water/heisa/healthyplan/conf/kesen_003/mat02.pdf, 2011 年 2 月
- 比嘉紘士, 鯉渕幸生, 小林拓, 作野祐司, 虎谷充浩・磯部雅彦 (2012) : 東京湾における光環境特性とクロロフィル a 分布に関する解析, vol.68, 土木学会論文集 B2, No.2, pp.1486-1490
- 石井光廣, 長谷川健一, 松山幸彦 (2008) : 東京湾のノリ生産に影響を及ぼす環境要因: 栄養塩の長期変動および最近の珪藻赤潮発生, 第 72 号, 水産海洋研究, pp.22-29
- 中嶋康生, 山田智, 戸田有泉, 二ノ方圭介 (2014) : 2006 年以降の三河湾における赤潮発生状況の急激な変化, 第 19 号, 愛知水試研報, pp.10-15
- 関根章雄, 鯉渕幸生, 有田正光, 磯部幸彦 (2003) : 2002 年夏季における有明海の水質動態解明, vol.58, 土木学会年次学術講演会講演概要集, 第 2 部, pp.595-596
- 篠原満寿美, 杉野浩二郎, 佐藤利幸, 池内仁, 吉田幹英, 本田清一郎, 神菌真人 (1999) : 福岡湾における植物プランクトン群集の季節変動, 第 9 号, 福岡水技研報, pp.33-38
- 中田喜三郎 (1989) : 東京湾内の水の循環, 第 42 巻, 日本海水学会誌, 第 5 号, pp.246-254
- 中野慎一, 高木史人, 石川高史 (2000) : 豊川の状況変化が三河湾の海水交換に及ぼす影響把握ー三河湾の海水流動シミュレーション, 第 11 号, リバーフロント研究報告, pp.31-41

矢野真一郎（2005）：有明海における流れ構造の解明，土木学会平成 16 年度重点研究課題，研究成果報告書

Purwanto Bektı Santoso, 田中仁, 金山進, 高崎みつる, 山路弘人（2007）：南三陸長面浦における海水交換機構に関する研究，第 54 巻，海岸工学論文集，土木学会，pp.1016-1020

柳哲雄（1986）：大阪湾の海水交換率の季節変動，第 24 巻，沿岸海洋研究ノート，第 1 号，pp.72-77

原口強, 高橋智幸, 久松力人, 森下祐, 佐々木いたる（2012）：2010 年チリ中部地震津波および 2011 年東北地方太平洋沖地震津波による気仙沼湾での地形変化に関する現地調査，vol.68，土木学会論文集 B2，No.2，pp.231-235

宮城県水産技術総合センター気仙沼水産試験場（2011）：東日本大震災後の調査報告集，<http://www.pref.miyagi.jp/uploaded/attachment/89341.pdf>，2011 年 9 月

原社会技術研究開発センター（2011）：第 11 号，RISTEX CT ジャーナル
http://www.ristex.jp/aboutus/enterprise/security/pdf/ind_01.pdf#search='%E6%B0%97%E4%BB%99%E6%B2%BC%E6%B9%BE+%E7%9F%B3%E6%B2%B9，2011 年 4 月 25 日

良輔, 横山勝英, 河野益近, 島田克也, 吉永郁生（2014）：気仙沼湾における海底堆積物に対する津波の影響，vol.70，土木学会論文集 B2，No.2，pp.496-500

張野宏也, 八束絵美（2012）：気仙沼および舞根湾における化学物質の汚染実態，vol.34，海洋と生物，No.6，pp.531-537

山本光夫, 横山勝英, 吉永郁生（2012）：気仙沼および舞根湾における化学物質の汚染実態，vol.34，海洋と生物，No.6，pp.538-544

警察庁 HP（2015）：被害状況と警察措置，警察庁緊急災害警備本部広報資料，
<https://www.npa.go.jp/archive/keibi/biki/higaijokyo.pdf>，2015 年 1 月 5 日

気象庁 HP（2011）：国内の津波観測施設で観測された津波の観測値，東北地方太平

洋沖地震に関する観測・解析データ,

http://www.seisvol.kishou.go.jp/eq/2011_03_11_tohoku/tsunami_jp.pdf, 2011 年 3 月

気仙沼市 HP (2014) : 東日本大震災における気仙沼市の被害状況,

<http://www.city.kesennuma.lg.jp/www/contents/1300452011135/>, 2014 年 12 月 31 日

気仙沼・本吉地域広域行政事務組合消防本部 (2012) : 東日本大震災の概要及び被害の状況, http://www.km-fire.jp/images_higashi/higashi_gai.pdf, 2012 年 1 月 11 日

Shoko Nagasaka and Katsuhide Yokoyama (2014) : Impact of the 3.11 tsunami on the chlorophyll-a concentration in the Kesennuma Bay, ISEH, Vol.7, pp.287-290.

柏井誠 (1984) : 海水交換概念と海水交換率, Vol.40, 日本海洋学会誌, pp.135-147

環境省, ヘルシープラン夏季調査結果, 2010 年 9 月 30 日

環境省, ヘルシープラン冬季調査結果, 2011 年 1 月 6 日

宮城県 HP, 気仙沼水産試験場, 漁業環境調査結果, 気仙沼湾水質調査結果,

<http://www.pref.miyagi.jp/soshiki/kesennuma-s/kesennnumawannsuishitsu.html>